

T D M
TRAVAUX ET DOCUMENTS
MICROFICHÉS

N° 138

F5

LES SOLS ALCALINISÉS SUR SOCLE DANS LA VALLÉE DU FLEUVE NIGER

ORIGINES DE L'ALCALINISATION
ET ÉVOLUTION DES SOLS SOUS IRRIGATION

Laurent BARBIERO

ORSTOM
Éditions

TDM 138



Editions de l'ORSTOM

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection :

Travaux et Documents Microédités

PARIS 1995

ISBN : 2-7099-1261-9

© ORSTOM

F 5

«La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2
« et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions
« strictement réservées à l'usage privé du copiste et non des-
« tinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les
« analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et
« d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale,
« ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses
« ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé
« que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par
« les articles 425 et suivants du Code pénal.»

ENSAR
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
AGRONOMIQUE DE RENNES

INRA
INSTITUT NATIONAL DE LA
RECHERCHE AGRONOMIQUE

LABORATOIRE DE SCIENCE DU SOL

THESE

Présentée devant

L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE RENNES

Pour obtenir le titre de

Docteur de l'ENSAR
Mention: Sciences de l'environnement

Par

LAURENT BARBIERO

LES SOLS ALCALINISES SUR SOCLE
DANS LA VALLEE DU FLEUVE NIGER

ORIGINES DE L'ALCALINISATION
ET EVOLUTION DES SOLS SOUS IRRIGATION

Travail réalisé avec l'appui de
l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

Thèse soutenue le 13 janvier 1994, devant le jury composé de:

Claude CHEVERRY
Guilhem BOURRIE
Michel RIEU
Michel GAVAUD
Benoît JAILLARD
Vincent VALLES
Roger BERTRAND

Président
Rapporteur
Rapporteur

HISTORIQUE ET REMERCIEMENTS

«Prenons un exemple, à Madagascar.....» C'est par ces mots que Fernand BOURGEAT a débuté le premier cours de pédologie que je reçus alors que j'entrais en Ecole d'Agronomie (1988) à Toulouse. La passion qui se dégageait du personnage est entrée en moi aussi vraie que sa barbe avait blanchi sous le soleil des tropiques. Cette passion était suffisamment puissante pour me mener au bout de ce doctorat et elle est loin de s'éteindre. L'initiateur ne le sait probablement pas car nous n'avons pas gardé de contact, mais je tiens à l'en remercier sincèrement.

Vincent VALLES m'enseigna la pédologie sur le terrain cette même année. Dès la première sortie, nous nous sommes retrouvés "nez à nez" et "à quatre pattes", contemplant tous deux un *Ophris sphegodes* bien mal en point. Nous avions déjà une passion en commun, les Orchidées, il allait en naître une seconde, la géochimie des sols. C'est grâce à lui et sous sa responsabilité scientifique que je partais au Niger en 1989 pour la première fois. Lors de ce premier séjour, Jean BOZZA, Serge MARLET et bien d'autres m'ont appris l'Afrique, ses bons et ses mauvais côtés. Il faut croire que le bilan fût positif car je retournai l'année suivante pour mon mémoire d'ingénieur.

Le sujet traité me passionnait et je réussis à convaincre Michel RIEU qu'il méritait qu'on s'y attarde davantage. C'est grâce à lui et à Georges PEDRO que je reçus les moyens de poursuivre ma recherche.

Je m'installai alors à Rennes "chez" André Bernard DELMAS, sous la responsabilité de Claude CHEVERRY, qui effaça rapidement les difficultés administratives concernant mon inscription en doctorat et s'investit dans le travail m'accompagnant même sur le terrain par une de ces terribles journées Nigériennes du mois de mai. Le mercure devait indiquer environ 45°C, mais Claude CHEVERRY, bien qu'habitué depuis quelques temps au soleil Breton resta stoïque jusqu'au soir, au moment de faire le bilan des coups de soleil.

Ce séjour au Niger fût considérablement enrichi par la venue de René BOULET en compagnie de Nadia Do NACIEMENTO. De la pédologie des paysages de Fernand BOURGEAT, René BOULET m'initia à la pédologie des toposéquences sur le site de Banizoumbou. Quelle meilleure formation espérer? Sans cette démonstration, les encouragements de Christian VALENTIN auraient-ils suffi à me faire remonter dans le paysage pour voir les choses d'un peu plus loin?

Je pus profiter également sur le terrain des compétences de Sônia FURIAN, qui travailla un mois en ma compagnie Jean Louis RAJOT, Chantal GASCUEL, de passage au Niger, Roland POSS, Bernard MOUGENOT, François LENOIR en qualité de géologue accompagné de MM. HIRBEC et BONNOT, de Jean Marc D'HERBES et de ses connaissances en phyto-écologie, Yadjé GUERO de la faculté d'agronomie de Niamey, enfin d'une fine équipe qui brillait aussi bien par ses qualités scientifiques que par ses qualités humaines.

D'un point de vue matériel et administratif, le travail a été possible grâce à Alain CASENAVE, représentant ORSTOM au Niger qui établit aussi rapidement que possible un accord avec M. OUATTARA, directeur général de l'INRAN, et veilla au bon déroulement des travaux, sans oublier Charlotte THUET dont le sourire et le bureau climatisé m'attendaient à chaque retour du terrain.

Avant mon dernier séjour au Niger, je me rendais à Montpellier au sein de l'équipe de Gabriel CALLOT et Benoît JAILLARD. L'un comme l'autre ont puisé sur leur temps pour me faire découvrir le sol avec des yeux nouveaux et m'initier aux observations des phénomènes biologiques sur le terrain, sous la loupe ou le microscope. Ce séjour a été crucial pour moi et pour la qualité du travail de terrain par la suite.

En observant les turricules de vers de terre avec Brigitte van VLIET-LANOE, j'ai appris que c'est toujours dans le besoin qu'on reconnaît ses amis!

La phase de rédaction, dernière ligne droite, n'a pas été qu'une partie de plaisir. C'eût été bien pire sans l'aide combinée de Vincent VALLES, Claude CHEVERRY et sa vision synthétique des choses, Patrick DURAND renommé mondialement pour sa gentillesse, Benoît JAILLARD et Michel GAVAUD qui accepta sans hésitations de relire mon travail, s'y investissant jusqu'au plus profond des profils; la qualité de ses remarques qui n'a d'égale que celle de sa grande expérience du terrain ont apporté une dimension nouvelle à cet ouvrage.

Exposer son travail est un exercice riche d'enseignement et indispensable au thésard. Je tiens à remercier tous ceux qui ont eu la patience de m'écouter: Yves TARDY, qui me reçut dans sa demeure à Campinas lors de mon passage au Brésil, fût le premier à mettre les points sur les "i", puis Mireille DOSSO et José PERREIRA De QUEIROZ Neto, Jean Olivier JOB, de passage à Rennes, Mathieu LAMOTTE, dans un TGV première classe bondé. Leurs soutiens et encouragements ont été autant de coups de pouce, agissant à la fois sur le travail et sur le moral.

Je tiens à remercier les différents membres du Jury, et particulièrement Guilhem BOURRIE et Roger BERTRAND dont les noms n'ont pas encore été cités ci-dessus. La participation de Roger BERTRAND est riche sur deux plans: la confrontation de mon travail à sa grande expérience du terrain et l'oeil que peut porter un organisme tel que le CIRAD sur un sujet appliqué et applicable pour le développement en coopération.

Je ne remercierai jamais assez le personnel de l'INRAN et du CIRAD, autant à Niamey qu'à Lossa. Une bonne partie des problèmes matériels a été effacée par leur intervention (documents, travail sur le terrain, engrais, eau d'irrigation, matériel de mesure, charrues et boeufs...)

J'ai partagé de très bons moments avec Annick REGEARD autour de la chromatographie ionique. La qualité des données chimiques provient en grande partie de sa conscience professionnelle. La préparation des lames d'argiles n'a pas été de tout repos pour Albertine SIMON. J'espère qu'elle me pardonnera mes échantillons "bizarres" qui lui ont fait monter la tension. Avec Jeanine BERRIER, j'ai eu le plaisir de me promener au coeur d'un univers étrange, une sorte de "Disney-Land" où l'on évolue parmi les bactéries et les racines calcifiées.

Mon compagnon de terrain favori, Mahamadou HANGO *alias* "Dogo, le long" ne risque pas d'être oublié dans cette page de remerciements. Il veilla sans relâche à ce que le travail de terrain soit toujours réalisé dans les délais, jouant le rôle de "porte parole", syndicaliste, enseignant... Il effaça les problèmes linguistiques et éventuels conflits culturels avec les manoeuvres. Je lui dois tout simplement le bon déroulement de toute la partie terrain et ce n'est pas une mince affaire!

Certaines personnes m'ont simplement ouvert leur porte et c'est beaucoup. Je pense tout naturellement à Yves TARDY, dont j'ai déjà parlé mais aussi à Françoise et Alain RUELLAN, lors d'un court séjour à Montpellier, Didier et Chantal GASCUEL, qui me proposèrent un toit, un vélo, une gazinière, un fauteuil, un bureau et même un taille-crayon, Franck et Bernadette TIMOUK, Winfried und¹ Brigitte MUZIOL, et surtout Pascal HENYO KOSSI, mon compagnon de tous les jours au Niger.

Pour finir, je tiens à remercier tout le personnel du laboratoire INRA-ENSA des Sciences du sol de RENNES. J'ai évolué dans ce laboratoire durant les trois ans de thèse et j'y ai apprécié l'ambiance générale propice à la production scientifique de tout ordre. Ont su contribuer à cette ambiance, Pierre CURMI, Dominique COURAULT, Paul ROBIN, Philippe MEROT, Vincent HALLAIRE, Pierre AUROUSSEAU, Christian WALTER, Jean Marie RIVIERE, Fabienne TROLARD, Michèle ANDERS, Jeanine LE GUEVEL, François GARNIER, Yannick BESNARD, Gilles DUTIN, Odile QUIDU, Laurence CARTEAUX, Hervé SQUIVIDANT, Jean Claude FERREN, Joseph BEDIER, Roger DELAYE, Laurent DUHAL, Johanna AHONEN, Birgitte REMY, WIDIATMAKA, Sylvie CAYOT et Maurice BEN CHEMOUL, Alain CRAVE, Philippe BURRI, Stéphanie MIMAULT, Jean BIDOIS, Annie SOULIER, José Luiz Juan TORRES, Hammouche ZOUGGARI, Vincent HOUBEN, Anne JAFFREZIC, Gisèle HADLICH et Joël PELLERIN, Patricia BRUNEAU, Christine LASSAUSSE, Véronique MAITRE.

¹ en Allemand dans le texte

INTRODUCTION

Dans les zones arides, caractérisées par un bilan P - ETP. fortement négatif, l'évaporation de l'eau accumulée dans les zones basses, issue de nappes à faibles profondeur ou encore apportée par l'Homme sur les aménagements hydro-agricoles, conduit naturellement à une concentration des solutions et à une tendance à la salinisation des sols. De nombreux travaux menés dans diverses régions du monde, font état de ces problèmes. Ce sont, pour l'Afrique de l'Ouest par exemple les travaux de CHEVERRY (1974), MAGLIONE (1976), DROUBI (1976), GAC (1979)... au TCHAD, de N'DIAYE (1987), VALLES *et al.* (1989), au MALI, de LOYER (1989) au SENEGAL...

Cet aspect de salinisation des sols n'est qu'une facette du problème. L'alcalinisation, par le jeu de mécanismes chimiques entraîne la dégradation des propriétés physiques des sols. Ce problème est, au même titre que la salinisation (à laquelle il est souvent associé) fréquent en zone aride, particulièrement le long de la frange sahélienne. GUERO (1987) l'a signalé sur différents sites le long de la vallée du moyen Niger.

L'alcalinisation des sols en zone sahélienne apparaît comme toile de fond de tous les aménagements hydro-agricoles. La dégradation des sols observée à l'Office du Niger au MALI (N'DIAYE, 1987) est là pour nous rappeler que les concepts utilisés pour prévoir le devenir des aménagements hydro-agricoles sont erronés en ce qui concerne les risques d'alcalinisation. Malheureusement, ces concepts erronés apparaissent encore comme des références pour les aménageurs. Une vision nouvelle de ces problèmes a été développée depuis une vingtaine d'années, à partir des travaux de DROUBI (1976), fondée davantage sur les processus chimiques intervenant lors de la concentration que sur l'état de concentration lui-même. Ces concepts permettent une vision plus dynamique des phénomènes, mais qui présente l'inconvénient de demeurer qualitative, et donc d'un emploi limité.

Le gouvernement de la République du NIGER, dans sa politique tournée vers la recherche de l'autosuffisance alimentaire, la lutte contre la désertification, l'intensification et la diversification de la production agricole, a lancé un vaste plan d'aménagement de périmètres irrigués sur les terrasses du fleuve. Ces terrasses représentent un potentiel de terres irrigables de plus de 100 000 hectares, soit environ 40 % des terres irrigables du NIGER (BOZZA et BOYER, 1988). Ce programme national, qui dépend beaucoup de la construction d'un barrage en amont des zones concernées, a débuté par l'ouverture d'un petit nombre de périmètres dont celui de LOSSA, visant à mettre au point les itinéraires techniques de cultures et des méthodes d'irrigation adaptés au contexte difficile des terrasses du fleuve Niger. Ce programme a reçu l'appui technique et scientifique de l'INRAN et du CIRAD¹.

Les nombreuses similitudes entre MALI et NIGER, du point de vue des sols, de la qualité des eaux et du climat, laissent envisager la possibilité de conséquences désastreuses sur les aménagements prévus dans la vallée du moyen Niger.

Les périmètres irrigués aménagés sur les "terrasses" du fleuve Niger présentent initialement une forte proportion de sols alcalins répartis le plus souvent en taches aux contours assez nets (BARBIERO, 1990). Le travail s'est appuyé sur l'exemple d'un périmètre irrigué de 90 ha aménagé sur la rive gauche du fleuve, en amont de Niamey.

L'objectif est triple:

□ Le premier point consiste à comprendre l'origine, la formation, la répartition et le fonctionnement des sols alcalins. Il est apparu indispensable, pour cela, de resituer le périmètre irrigué dans le paysage, à l'échelle du bassin versant. Ce travail fera l'objet de la première partie de l'ouvrage, et sera mené à partir de l'étude de toposéquences.

¹INRAN: Institut National de Recherches Agronomiques du NIGER

CIRAD: Centre de Coopération International en Recherche Agronomique pour le Développement.

Dans une seconde partie, on étudiera plus particulièrement les sols de bas fond, leur répartition spatiale, leur dynamique et la genèse des sols alcalins. Ceci se fera au moyen de la superposition des traits morphologiques et géochimiques des sols.

D'un point de vue purement géochimique, les phénomènes d'alcalinisation ont toujours été abordés par l'étude des éléments majeurs (à l'exception de l'étude de quelques saumures, GUEDDARI, 1984, CHERNET et TRAVI, 1993), considérant que seul le jeu de ces éléments permettait de comprendre les phénomènes observés sur le terrain. Il apparaît nécessaire d'ouvrir la gamme des éléments chimiques pris en compte dans ce genre de milieu, pour affiner la compréhension des phénomènes et les outils d'interprétation.

□ Un fois ce premier point acquis, et en fonction du fonctionnement actuel des sols alcalins, notre ambition est de tenter de les faire évoluer vers une désalcalinisation, compte tenu des moyens locaux et des conditions économiques du pays.

Les résultats d'une expérimentation visant à faire reculer l'alcalinisation des sols seront analysés dans la troisième partie de ce travail. L'évolution sera estimée par des paramètres algébriques conservatifs déterminés en fonction des phénomènes identifiés sur le terrain.

Les phénomènes biologiques des sols n'ont jamais été introduits pour la compréhension fine du fonctionnement des milieux alcalins. La mise en service de l'irrigation sur une surface initialement soumise à une saison sèche très marquée est susceptible de perturber considérablement les processus biologiques du sol et de le faire évoluer vers un nouvel équilibre. Nous tenterons de comprendre et de quantifier leur intervention.

□ L'évaluation de l'évolution des sols en matière d'alcalinisation passe par la mise au point d'une méthode pertinente permettant des estimations qualitatives et quantitatives. Le développement d'un tel outil, avec une ambition modélisatrice du fonctionnement et de la gestion des périmètres irrigués en zone aride, s'appuie sur le caractère conservatif de l'alcalinité résiduelle généralisée définie par DROUBI (1976). Après avoir synthétisé les résultats sur le fonctionnement du milieu, en conditions naturelles et sous action anthropique, la méthode sera proposée en quatrième partie de l'ouvrage et appliquée au bilan des flux "alcalinisants" sur un casier cultivé.

PRESENTATION DU MILIEU

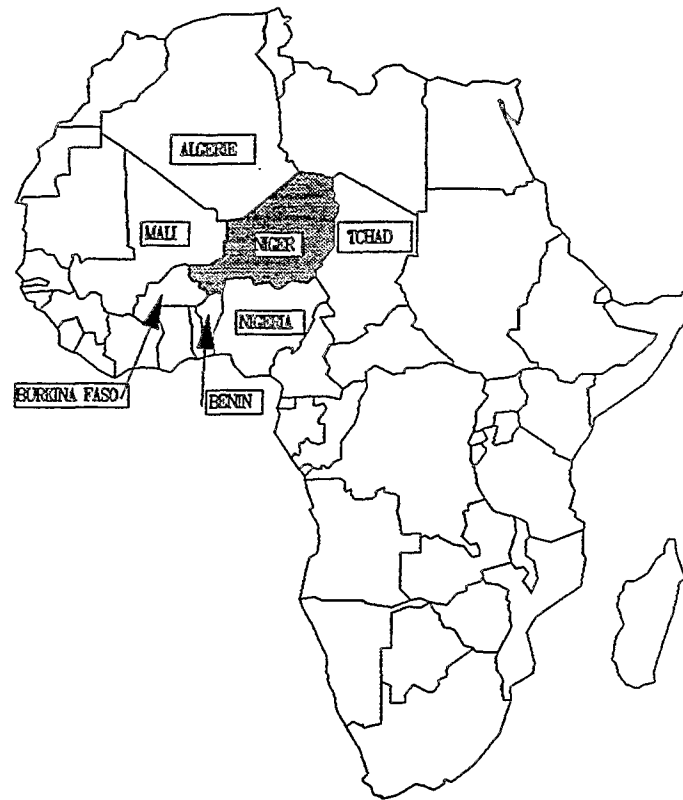
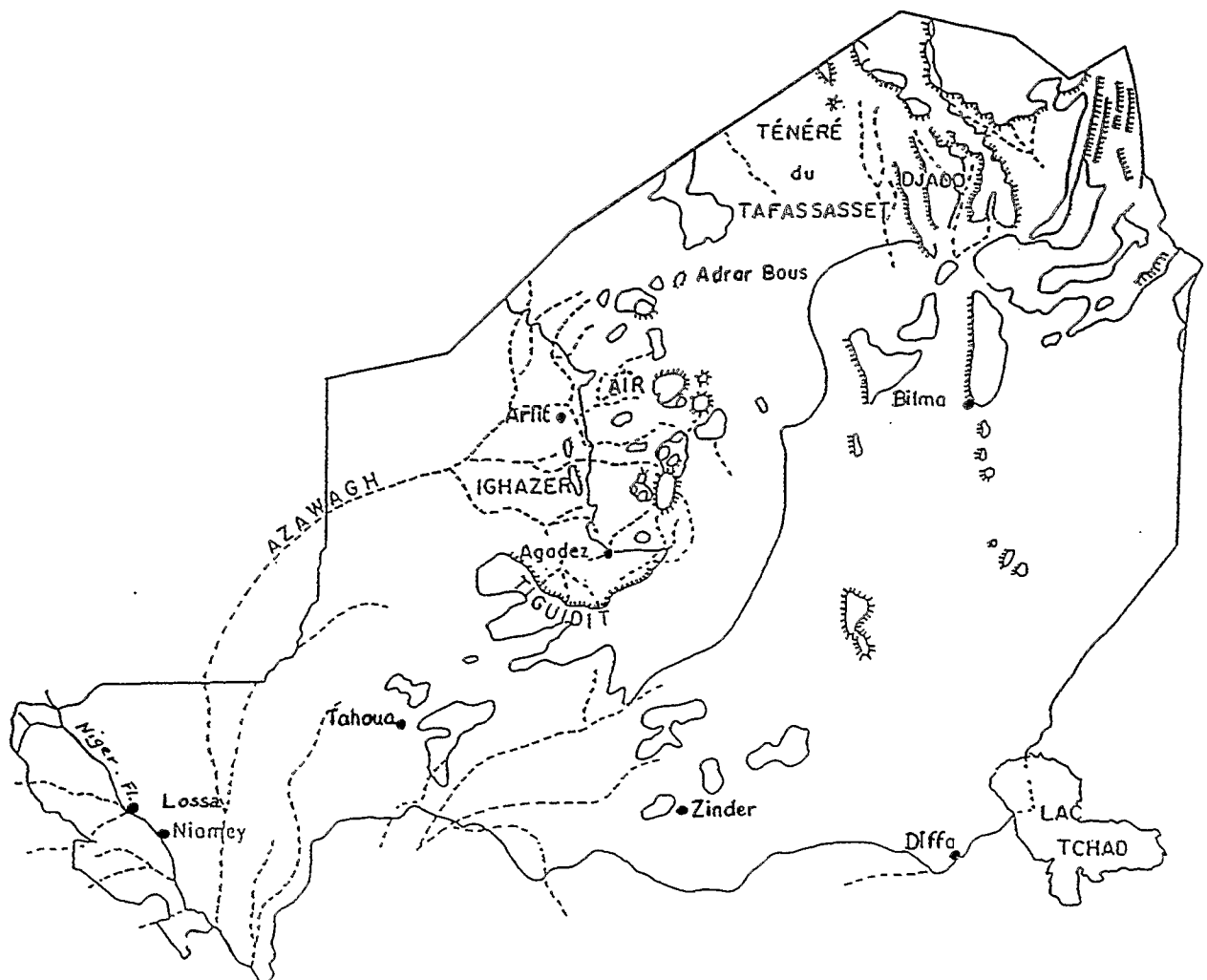


Figure n° 1: Le Niger dans l'Afrique de l'Ouest



I. PRESENTATION A L'ECHELLE REGIONALE

A. Localisation:

Le NIGER est un vaste pays continental du coeur de l'Afrique de l'Ouest, entouré au nord par la LIBYE et L'ALGERIE, à l'ouest par le MALI et le BURKINA FASO, au sud par le BENIN et le NIGERIA et à l'est par le TCHAD (figure n° 1).

Il s'étend entre les latitudes Nord de 11°37' et 23°23' et entre les longitudes Est de 0°06' et 16°00'. Sa superficie est de 1.267.000 km². La majeure partie du pays appartient au Sahara.

Le travail ici présenté a été réalisé sur la vallée du moyen Niger, à 75 km au nord-ouest de Niamey. La zone étudiée se situe donc dans la partie occidentale du NIGER méridional.

B. Contexte géologique:

1°) La géologie ouest africaine:

La structure géologique de l'Ouest Africain comprend:

- un vaste craton stabilisé depuis la fin de l'orogénèse éburnéenne (1700 Ma) composé de roches libériennes, prébirimiennes et birimiennes;
- des zones mobiles bordant ce premier ensemble, âgées de 500 à 700 Ma (chaînes de Rockélides et Mauritanides d'une part et chaînes panafricaines (Dahomeyides, Gourma, Pharusiennes) d'autre part);
- des bassins sédimentaires continentaux peu perturbés, comblés par des dépôts allant de la fin du Précambrien au Quaternaire (bassins du Tchad, des Iulienmeden, de Taoudenni);
- des bassins sédimentaires côtiers le long de la côte africaine (LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL, 1983 in TAUPIN, 1990);

Au Niger occidental (figure n° 2), on observe principalement quatre formations géologiques et un résidu d'altération (JEAMBRUN et MACHENS, 1962, MACHENS, 1964 et 1967) qui sont les témoins des différents événements qui ont marqué l'histoire. Ce sont:

- les formations du socle,
- les dépôts primaires,
- les dépôts du Continental Terminal,
- l'altération latéritique "fini tertiaire",
- les dépôts quaternaires.

2°) Substrat géologique du Niger occidental:

a -Les roches birimiennes:

Ces formations du socle sont datées du Précambrien moyen; elles correspondent à des unités orientées nord nord-est - sud sud-ouest (figure n° 2) et présentent un faciès volcano-sédimentaire. Dans la région du Niger occidental qui nous concerne plus particulièrement, ce sont les massifs de Gorouol, de Diagorou-Darbani, de la Sirba et de Makalondi. Les roches qui les composent sont principalement des grauwackes, des schistes argileux, quartziques ou à séricite, avec des intrusions volcaniques, basiques ou neutres.

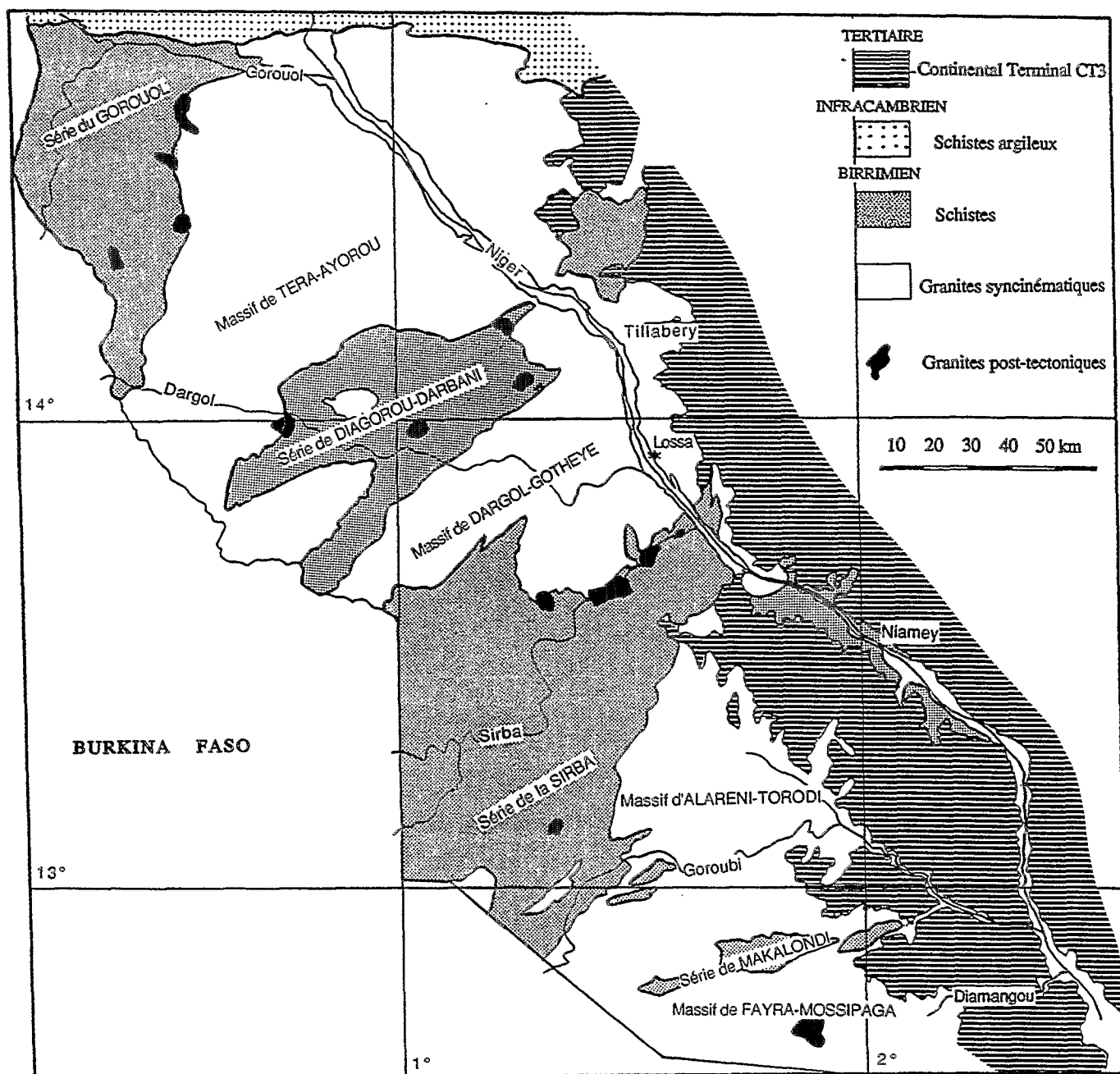


Figure n° 2: Carte géologique du Niger Occidental (D'après Machens, 1967).

Ces terrains ont été repris par un métamorphisme au Birrimien (1950 à 2100 Ma) pour donner naissance à des granites syncinématiques (Massifs de Tera-Ayorou, du Dargot-Gotheye, d'Alaréni-Torodi, de Fayra-Mossipaga).

Ces formations du socle ont longtemps été interprétées comme des migmatites. Les filons à texture plus fine sont actuellement considérés, non plus comme des enclaves antérieures à la formation du granite, mais comme des zones de différenciation texturale plus fine au sein du même magma au moment de la cristallisation du granite (HIRBEC, et BONNOT, communication personnelle (plan minéral-Ministère des Mines, Niamey)). La composition chimique de la roche est sensiblement constante malgré la différence de texture.

b - Les sédiments Tarkwaiens:

Ces sédiments rattachés au Précambrien supérieur sont de faible étendue dans la région. Ils ont subi un plissement de plus faible intensité.

Les matériaux ont été érodés puis nivelés durant une phase continentale, puis une transgression marine venue du nord a provoqué les premiers dépôts primaires.

3°) La couverture sédimentaire:

a - La couverture primaire:

Elle est légèrement plissée, en discordance sur le socle précambrien. Les roches qui la composent sont des argilites, quartzites, arkoses et quartzito-schistes. Elles sont peu représentées dans la région qui nous concerne.

Du Primaire au Tertiaire, les dépôts présentent une lacune, ce qui laisse supposer que le bloc continental a été principalement érodé. Le socle a alors subi une altération profonde de type kaolinique.

Au Paléocène, le substratum antécambrien a été le siège d'une puissante altération de type latéritique, et des séries à attapulgitites se sont formées au cœur du bassin des lullenmeden (GREIGERT, 1966; ALZOUMA, 1982). DUBOIS *et al.* (1984) pensent que cette altération aurait débuté au Crétacé supérieur.

Jusqu'au milieu du Pliocène, ce vaste bassin à l'est de la région va recevoir le dilluvium rhexistasique du manteau d'altération kaolinique paléocène (GAVAUD, 1977).

b - Le Continental Terminal (CT):

Ces formations détritiques continentales sont bien représentées dans l'est de la région. Elles ont comblé le bassin des lullenmeden. On reconnaît généralement trois séries (GREIGERT, 1963):

- Le CT1, Série Sidérolithique de l'Ader Doutchi,
- Le CT2, Série argilo-sableuse à lignite,
- Le CT3, composé de grès argileux du moyen Niger. Ce niveau du CT se termine en biseau sur le socle précambrien au niveau de la vallée du Niger. Les matériaux du CT présentent en surface une induration de type latéritique.

Selon des interprétations récentes, la série sidérolithique de l'Ader Doutchi appartiendrait à la fin de l'Eocène et qu'elle constituerait une transition entre la série marine Paléocène-Eocène et le début du CT (DUBOIS, 1979, BOUDOURESQUE *et al.*, 1982, LANG *et al.*, 1986 in TAUPIN, 1990)

4°) Les formations éoliennes:

On distingue principalement deux dépôts éoliens dans la région:

- L'Erg ancien daté de plus de 40 000 ans BP. Il présente plusieurs niveaux texturaux (au moins deux), ce qui indique qu'il y a certainement eu plusieurs dépôts remaniés,

- L'Erg récent, 12 000 à 18 000 ans BP. Le sommet des cordons dunaires peut être localement remodelé.

5°) Le modelé

La période fin Tertiaire-Quaternaire a défini le modelé géomorphologique actuel. Le cuirassement des dépôts de surface du Continental Terminal et du socle adjacent correspond à une surface largement répandue en Afrique de l'Ouest, dénommée surface intermédiaire ou surface fini-CT (VOGT, 1959).

La surface indurée a été entaillée par endroits laissant libre cours à l'érosion du matériel plus tendre sous-jacent. Des glacis se sont formés qui ont pu être à leur tour cuirassés. C'est également à cette période que se forment la vallée du fleuve Niger et les Dallols, vallées aujourd'hui sèches (figure n° 3).

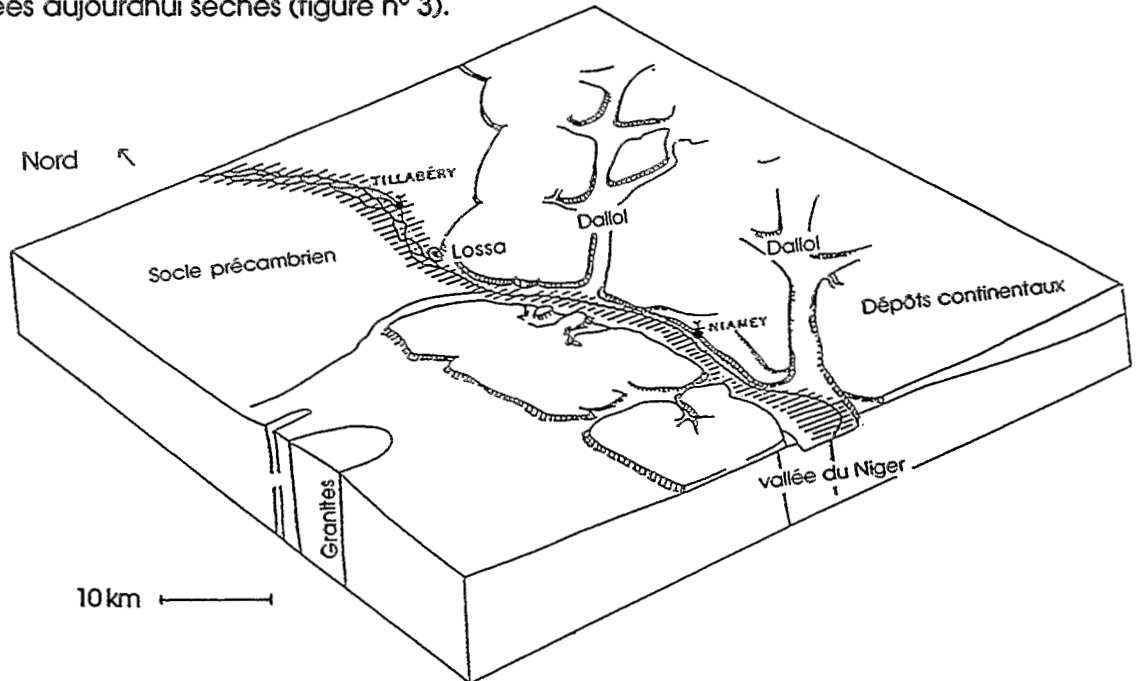


Figure n°3: Modelé simplifié du Niger Occidental vers Niamey (d'après Urvoy, 1942)

C. Le climat:

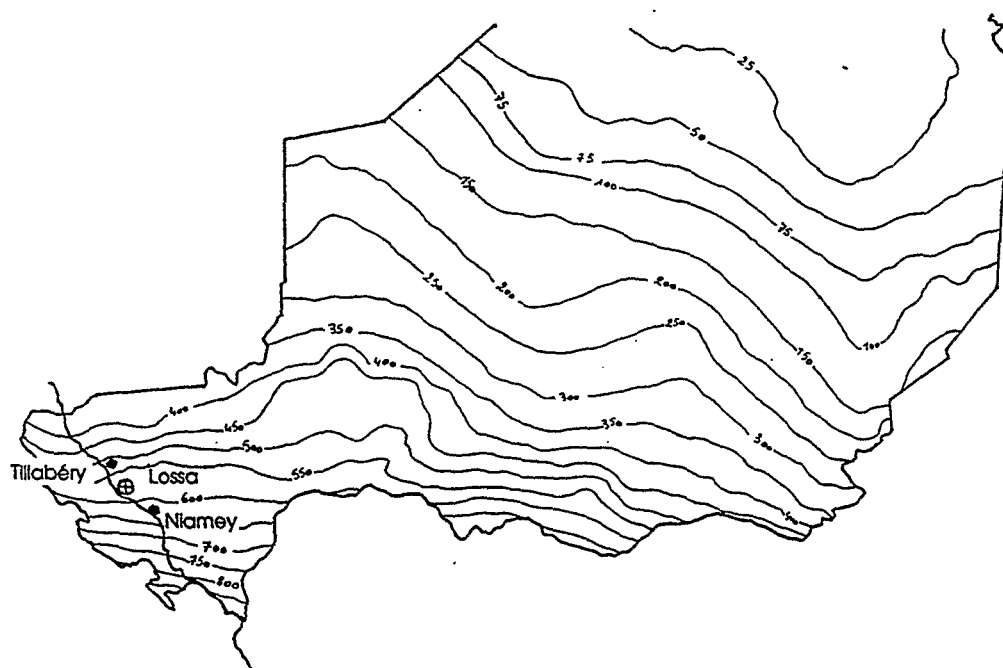
1°) La convergence intertropicale:

De part et d'autre de l'équateur, deux masses d'air quasi stationnaires provoquent des vents convergents au sol et divergents en altitude que l'on appelle les cellules de Hadley. Les ceintures anticycloniques intertropicales repoussent ces masses d'air vers l'équateur, provoquant des vents réguliers dans les basses couches qui sont les alizés. Les alizés du Nord-Est, secs et chauds, issus de l'anticyclone Libyen sont appelés l'Harmattan et ceux du Sud-Est issus de l'anticyclone de Sainte Hélène, frais et humides sont improprement appelés "Mousson" en été boréal, lorsqu'ils s'infléchissent au nord-ouest, amenant l'humidité océanique sur le continent.

Les deux masses d'air se rencontrent dans une région météorologique appelée Zone Intertropicale de Convergence (ZITC) où se manifeste une ascendance commune aux deux circulations de Hadley. C'est l'équateur météorologique. La structure atmosphérique formée par le contact entre ces deux masses d'air est appelée Front Intertropical de Convergence (FIT).

En Afrique occidentale, le FIT se déplace régulièrement de +7° à +20° de latitude Nord. La montée en latitude dure 6 mois et la descente 4 mois; il y a stagnation d'un mois aux deux extrêmes. C'est ce mouvement du FIT qui régit les manifestations météorologiques de cette partie de l'Afrique. D'autres oscillations peuvent exister et retarder ou avancer la migration du FIT, provoquant des années plus ou moins bonnes pour l'agriculture.

PLUIES ANNUELLES Médianes - Période 1950-1967



PLUIES ANNUELLES Médianes - Période 1968-1985

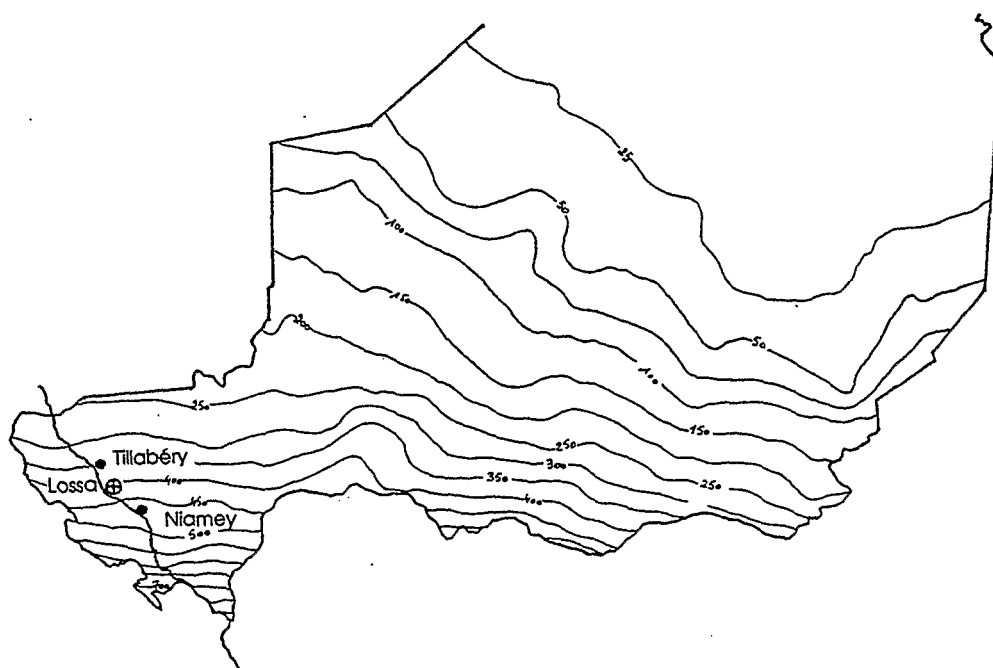


Figure n° 4: Evolution de la pluviométrie au NIGER entre les périodes 1950-1967 et 1968-1985 (D'après MOREL, 1992)

2°) Climatologie du NIGER occidental:

Le NIGER occidental appartient essentiellement au domaine Sahélien (LEROUX, 1983 in TAUPIN, 1990) ou III semi-arid de l'African Zonation (GRIFFITHS, 1972). Il est bordé au nord par le domaine du Sahara Tropical et au sud par le domaine Nord Soudanien.

Le FIT atteint Niamey dans le courant du mois d'Avril provoquant des orages isolés. En Juin, lorsque le front est plus au nord, on entre dans la saison des pluies. Celles-ci sont apportées par des lignes de grains se déplaçant d'est en ouest, parallèlement au FIT (JANICOT, 1990).

Le FIT atteint son niveau le plus élevé en latitude vers la fin du mois de juillet; il est en fin de course vers 18° à 20° Nord au NIGER.

La fin de la saison des pluies est brutale, les lignes de grains se font de plus en plus rares. Les hautes pressions tropicales descendent et se stabilisent sur le Sahara, repoussant l'harmattan vers le Sud. Le temps sec et ensoleillé, accompagné de nombreux vents de sable et de brumes sèches va s'installer jusqu'en Mai.

a - La pluviométrie:

Au NIGER occidental, la pluviométrie évolue actuellement (moyenne sur la période 1968-1985) entre 250 mm à la frontière malienne et 800 mm à Gaya, pointe Sud du pays qui s'insinue entre le BENIN et le NIGERIA. La saison des pluies suit une répartition unimodale concentrée de juin à septembre avec un maximum de précipitations en août. Les pluies sont irrégulièrement réparties dans cette courte saison et présentent un caractère torrentiel en début de saison des pluies.

Les études récentes (MOREL, 1992) soulignent une dégradation de la pluviométrie au Sahel. Ceci apparaît nettement lorsque l'on compare les périodes 1950-1967 et 1968-1985 (figure n° 4). Le phénomène n'est pas homogène dans l'espace; il est beaucoup plus marqué dans la partie ouest du Sahel.

A LOSSA, village situé aux deux tiers sur la route joignant Niamey à Tillabéry, la pluviométrie moyenne a chuté de 160 mm entre les deux périodes (560 à 400 mm).

b - La température:

Le Niger est un pays chaud. La température moyenne annuelle est de 29°C. La longue saison sèche est marquée par de grandes amplitudes thermiques caractérisant:

- ☞ une petite saison sèche chaude d'octobre à mi-novembre,
- ☞ une saison sèche fraîche de mi-novembre à mi-mars,
- ☞ une saison sèche chaude de mi-mars à fin juin.

L'arrivée de la saison pluvieuse se traduit par une chute nette des températures.

La moyenne des températures établies à LOSSA sur la période 1978-1987 (BOZZA et BOYER, 1988) montre un relèvement net des maxima ($\geq 39^{\circ}\text{C}$) à partir de la deuxième décade de mars jusqu'à mi-juin avec des températures excédant 41°C du 15 avril au 15 mai. On observe une chute des maxima ($\leq 35^{\circ}\text{C}$) de fin novembre au 10 février, puis un relèvement progressif (palier autour de 36°C) jusqu'à mi-mars.

c - E.T.P.:

Les valeurs d'évaporation sur bac Colorado pour les villes de Niamey et Tillabéry sont respectivement de 3300 et 4200 mm.an⁻¹ (GUERO, 1987).

L'évapotranspiration potentielle est très élevée (2114 mm.an⁻¹ à Tillabéry) et supérieure aux précipitations à l'exception du mois d'Août, qui apparaît comme la période humide (figure n° 5). Les fortes valeurs de l'E.T.P. (>200 mm.mois⁻¹) s'observent de février (renforcée par les vents forts) à juin (renforcée par les températures élevées). On note des "pointes" à plus de 8 mm.jour⁻¹ de mars à mai.

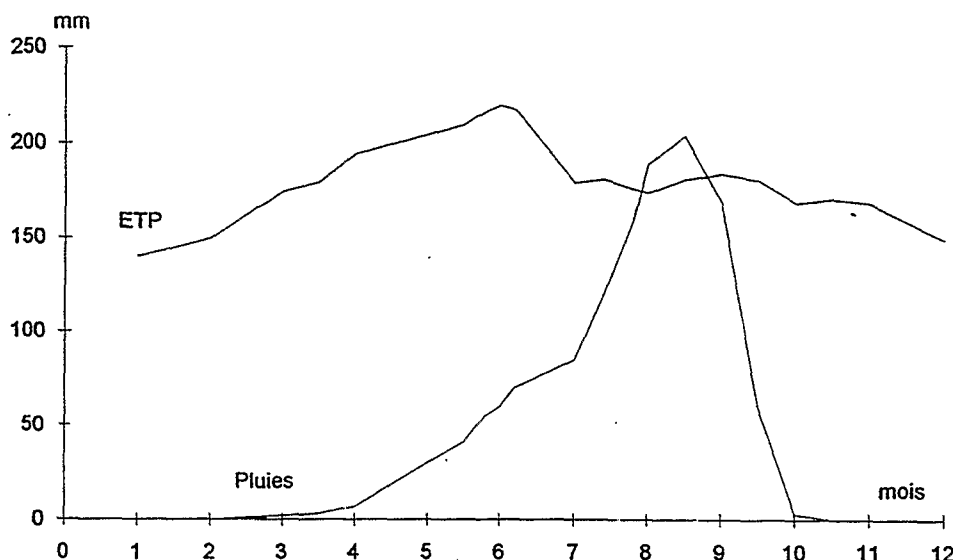


Figure n°5: Courbes de pluies et d'évaporation mensuelles à Tillabéry (d'après GUERO, 1987)

D. Hydrographie:

1°) La vallée du fleuve Niger:

Le Niger est le seul cours d'eau permanent du pays. Il traverse la république du NIGER dans sa partie occidentale sur une longueur de 550 km. Il reçoit sur sa rive droite des affluents périodiquement asséchés après la saison des pluies. Du Nord au sud confluent le Gorouol, le Dargol, la Sirba, le Goroubi, le Dyamangou, la Tapoa et le Mékrou.

La période de crue du Niger est décalée par rapport à la saison des pluies locale, en raison de l'onde de crue engendrée par les précipitations sur la haute vallée du fleuve en Guinée tropicale et en zone soudanaise malienne. A Niamey, le maximum se situe au mois de Janvier avec un débit de $1755 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (ORSTOM, 1986 in TAUPIN, 1990). La période d'étiage (débit moyen mensuel $97 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) s'étale de Mai à Juillet en fonction du retard dans la saison des pluies sahéliennes.

Les bassins versants situés de part et d'autre du fleuve présentent généralement des exutoires latéraux (par opposition aux endoréismes fréquents au Sahel) même si le bourrelet de berge du fleuve crée fréquemment un obstacle aux écoulements. Sur les zones de socle, la vallée du fleuve est plus large et celui-ci se disperse fréquemment en plusieurs bras dont certains ne s'écoulent que temporairement durant la crue.

2°) Les surfaces "hors vallée":

Au Sahel, l'hydrologie de surface est caractérisée par la dégradation des réseaux hydrographiques qui implique qu'une grande partie des surfaces n'a pas de drainage externe (DESCONNETS *et al.*, 1993). Les écoulements temporaires appelés "Coris" alimentent des mares qui, du point de vue de leur situation dans le paysage ont pu être classées en deux groupes (DESCONNETS *et al.*, 1992):

- Les mares situées sur des plateaux à cuirasse ferrugineuse se trouvant dans des dépressions imperméables, peu étendues et de forme plate.
- les mares situées dans les fonds des vallées sur matériau poreux plus ou moins colmatés par des alluvions.

L'étude hydrologique des mares a récemment montré qu'elles contribuent pour beaucoup à la recharge des nappes durant l'hivernage, lorsque l'eau dépasse le niveau du biseau limono-argileux qui en tapisse le fond.

Durant l'inter saisons il semble que les mares de plateaux ne s'assèchent que sous l'influence de l'évaporation, alors qu'une proportion non négligeable de l'eau des mares de bas fond se perd par infiltration (DESCONNETS *et al.*, 1993).

E. Les sols:

Le matériau initial pré-quaternaire correspond à des kaolins scellés par un cuirassement généralisé. Une première pédogenèse a produit des sols ferrugineux indurés. Ces sols se sont ensuite diversifiés au cours d'une seconde période, en fonction des roches mères. Se sont alors formées des séquences à sols ferrugineux et à sols hydromorphes lessivés sur le matériel kaolinique ou illitique hérité, des séquences à sols halomorphes et à sols lessivés sur roches plagioclastiques, des séquences à sols eutrophes et à vertisols sur roches basiques. A la fin de cette seconde période, deux invasions dunaires ont fourni le matériel à deux générations de sols ferrugineux peu lessivés. La pédogénèse se réduit ensuite à la dégradation des sols anciens en milieu subaride; des processus d'expression rapide tels que l'hydromorphie et l'halomorphie se manifestent (GAVAUD, 1977).

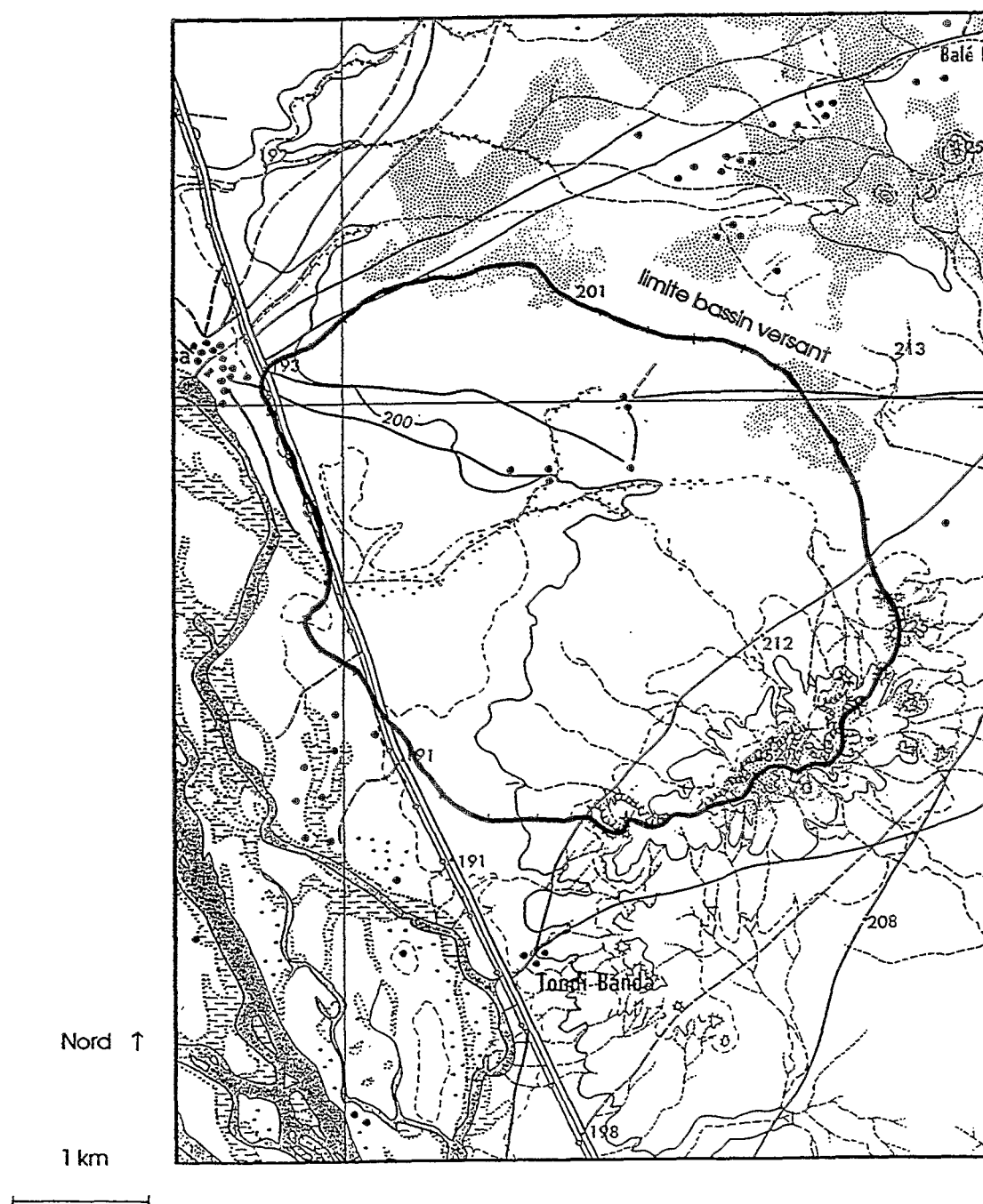


Figure n° 6: Carte du bassin versant de LOSSA (Fond de carte I.G.N., 1964)

II. LE BASSIN VERSANT DE LOSSA:

Le bassin versant de LOSSA est un petit bassin de 10 km² environ, de la vallée du fleuve Niger situé à 75 km au nord-ouest de Niamey, sur la route nationale joignant la capitale à Tillabéry (figure n° 6). D'un point de vue géologique, il est situé en bordure occidentale du Bassin sédimentaire des Iullenmeden. Développé principalement sur le socle du Liptako, le bassin versant de LOSSA présente un exutoire latéral qui débouche dans un "bras mort" du fleuve Niger (figure n° 7). Un périmètre irrigué de 90 ha environ a été installé dans la zone basse du bassin, alimenté par les eaux du bras mort. Il est occupé par une station de recherche de l'Institut National de la Recherche Agronomique du NIGER (I.N.R.A.N.) et par une ferme semencière du ministère de l'agriculture.

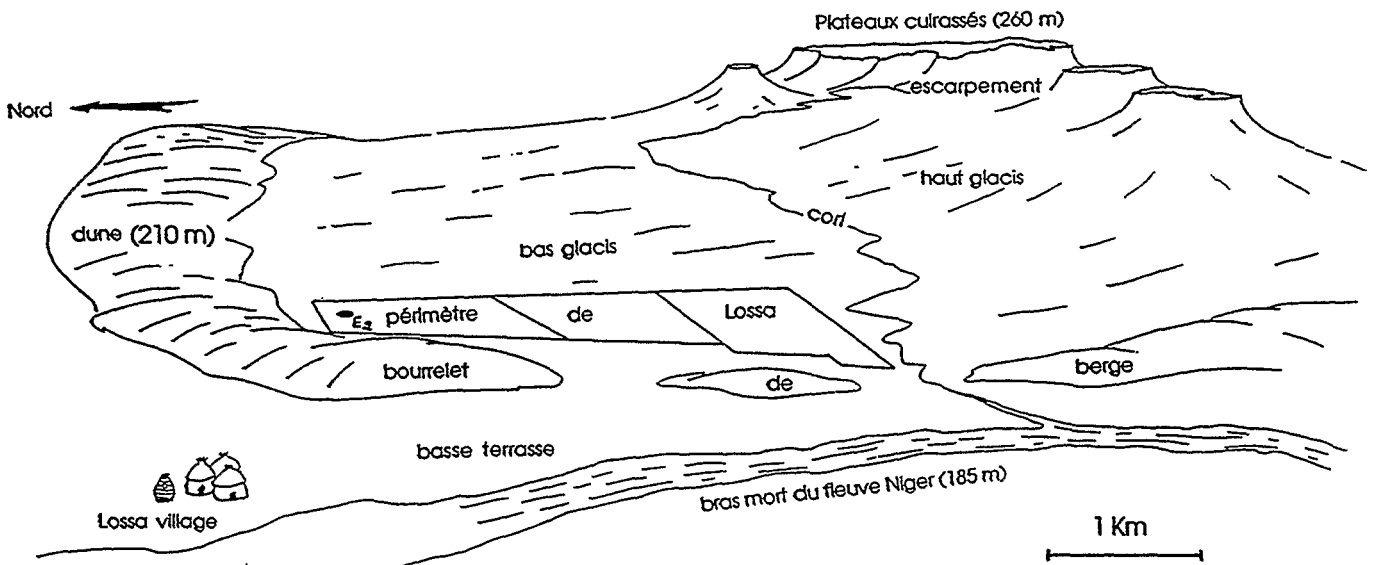


Figure n° 7: Perspective du bassin versant de LOSSA.

A. Unités géomorphologiques:

L'altération ferrallitique du Continental Terminal et du socle sous jacent est composée de matériaux tendres que le cuirassement a protégés localement de l'érosion. Ces zones protégées dominent actuellement le paysage. Des entailles qui se sont formées dans la cuirasse ont laissé libre court à l'érosion et ont ainsi donné naissance à des glacis. Les glacis sont parcourus par des cours d'eau temporaires qui fonctionnent à chaque pluie. A ce modelé vient s'ajouter un modelé dunaire de l'Erg récent daté à environ 18000 ans BP, et orienté sensiblement Ouest Nord-Ouest Sud Sud-Est.

1°) Présentation et description des unités:

a - Les limites du bassin versant:

D'est en ouest, sur la rive gauche, on distingue une succession d'unités permettant la jonction entre les plateaux cuirassés et le fleuve Niger. La succession de ces unités géomorphologiques du paysage dans les environs de LOSSA a été décrite par BARBIERO, 1990:

- Les plateaux cuirassés;
- un haut glacis¹ présentant une pente d'environ 2 à 3 %;
- un bas glacis¹ à pente plus faible 2 à 3 ‰;
- un talus de raccordement;
- une première terrasse alluviale;
- un bourrelet sableux de berge;
- une basse terrasse alluviale;
- le fleuve Niger.

A proximité immédiate du village de LOSSA, dans la zone étudiée, la première terrasse alluviale n'existe pas. Un bras du fleuve coule à proximité du glacis et le bourrelet de berge fait directement la jonction entre le glacis et la basse terrasse. C'est cette succession réduite d'unités que nous allons détailler.

Le bassin versant est dominé au sud et sud-est par des reliefs cuirassés du Continental Terminal. Au nord et au nord-est, la limite du bassin versant se compose d'une dune cultivée en mil. A l'ouest, le bourrelet de berge du fleuve Niger bloque les écoulements à l'exception d'une percée dans sa partie médiane qui permet à l'axe de drainage principal de rejoindre le fleuve. Enfin la limite Est se compose d'un glacis très aplani; il est délicat de déterminer avec précision la ligne de crête sans appareil de topographie.

b - Description de ces unités:

☞ La cuirasse supérieure:

Les reliefs tabulaires culminent à 250 mètres d'altitude. Ces reliefs sont protégés de l'érosion par un entablement ferrugineux. Il s'agit de témoins d'une ancienne surface de cuirassement généralisé fin tertiaire qui a scellé les grès continentaux et les bordures du socle. L'horizon induré est épais de 2 à 3 m et correspond à la cuirasse du relief intermédiaire ou cuirasse supérieure (GAVAUD, 1977).

Les similitudes de faciès de la cuirasse du relief intermédiaire sont très grandes à toutes les latitudes et sur des roches mères différentes (VOGT, 1959; MAIGNIEN, 1958).

A LOSSA, la cuirasse est composée de très nombreux nodules (pisolites) dans la partie haute et d'une phase matricielle réduite (faciès gréseux, NAHON, 1976). La matrice se fait plus abondante dans la partie basse de la cuirasse. Le ciment matriciel prend des teintes très vives, rouge-sang à violacées. Au dessous, la carapace ferrugineuse est légèrement moins dure et de couleur brune. Elle est traversée par de nombreux tubules contorsionnés, de 2 à 5 centimètres de diamètre.

A quelques mètres en dessous de l'entablement on note plus rarement un second étage cuirassé, moins puissant. Il correspond vraisemblablement à un modelé cuirassé à glacis peu incliné (haut glacis non fonctionnel) qui se raccorde à un niveau inférieur. Ce niveau cuirassé ne se retrouve pas sur le bassin versant de LOSSA mais apparaît sur le bassin sud adjacent.

GAVAUD (*op cit.*) signale qu'il n'existe pas de restes de surface similaire plus ancienne bien que des pédoreliques incluses dans la cuirasse supérieure témoignent de son existence passée.

☞ L'escarpement: la jonction Socle - Continental Terminal:

Sous la carapace, on découvre des matériaux fortement altérés, qu'il s'agisse de la couverture du Continental Terminal ou du socle. Le relief s'organise le plus souvent en un versant aux pentes abruptes, recouvert par des blocs de la cuirasse du relief intermédiaire.

¹ Les termes de haut-glacis ou bas-glacis n'ont ici qu'une valeur locale sans référence aux modelés des géomorphologues qui nomment "haut-glacis" une formation indurée pléistocène. Toute la pédogénèse qui sera décrite au dessus du front d'altération relève du quaternaire récent (bas glacis *sensu stricto*)

Lorsque l'escarpement est dégagé, celui-ci mesure environ 20 mètres de hauteur. La jonction entre le socle et le Continental Terminal se fait à 12 ou 13 mètres de la base de l'escarpement, soit environ aux 2/3 de sa hauteur (figure n° 8).

Le Continental Terminal est présent sous la carapace. Les lits argileux horizontaux ou sub-horizontaux se reconnaissent à quelques mètres en dessous de celle-ci. Les dépôts argileux sont bariolés de couleurs vives, rouges, jaunes, orangées et brunes. Ces lits argileux, d'une épaisseur de 3 à 4 mm, se débitent fréquemment en petites plaquettes jaune-vif sous l'effet de l'érosion. Les matériaux sont localement friables et prennent un aspect farineux.

Il est très facile lorsque l'escarpement est dégagé, de déceler la jonction entre le socle et la couverture continentale, en raison des variations de couleur qui soulignent une discordance majeure. Cette jonction socle-Continental Terminal est ondulée car le socle n'était pas plan au moment de la sédimentation des matériaux du Continental Terminal.

Le socle apparaît sous la forme d'une altérite kaolinique de couleur rose blanchâtre et de texture farineuse, surmontée par des argiles bariolées; il s'agit d'une arène argileuse à structure de la roche conservée. On reconnaît en effet très bien l'architecture de la granodiorite qui lui a donné naissance (présence de diaclases à deux orientations préférentielles) ainsi que sa structure grenue originelle. Son épaisseur est importante, d'au moins dix mètres sur le site de LOSSA.

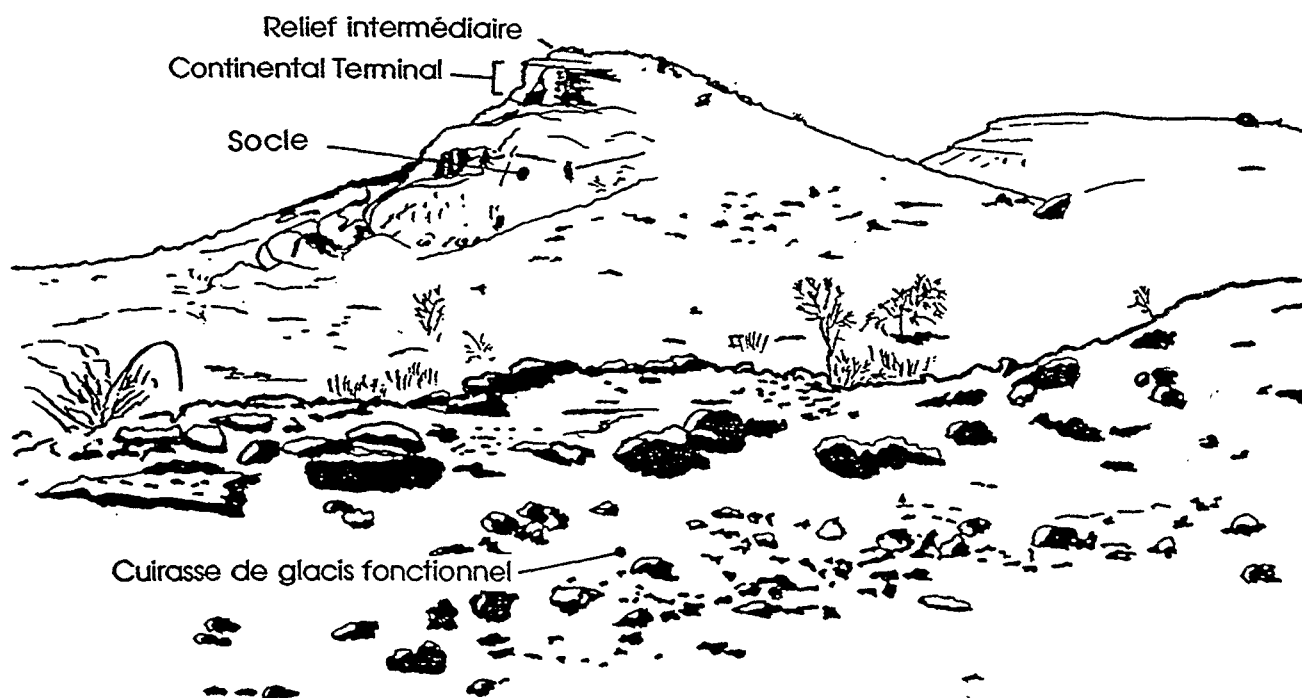


Figure n° 8: Le socle et les dépôts du Continental Terminal.

☞ La partie haute du glaciais fonctionnel:

L'altérite kaolinique du socle a formé vraisemblablement le matériau parental de la partie supérieure du versant (haut glaciais dans l'ensemble). Selon certains auteurs, il est vraisemblable que la plus grande partie du glaciais s'est développée sur cette altérite kaolinique, et que le niveau moyen du glaciais actuel correspond au front d'altération paléocène. Les modelés quaternaires se sont enfoncés dans le manteau d'altération et viennent, en quelque sorte, racler le front d'altération (GAVAUD, 1977). Cette interprétation valable pour les modelés sur socles a été vérifiée au TOGO à l'occasion du programme SOLTROP (GAVAUD, communication personnelle).

L'altération du socle a été hétérogène et certains éléments affleurent sous forme de boules le long du versant.

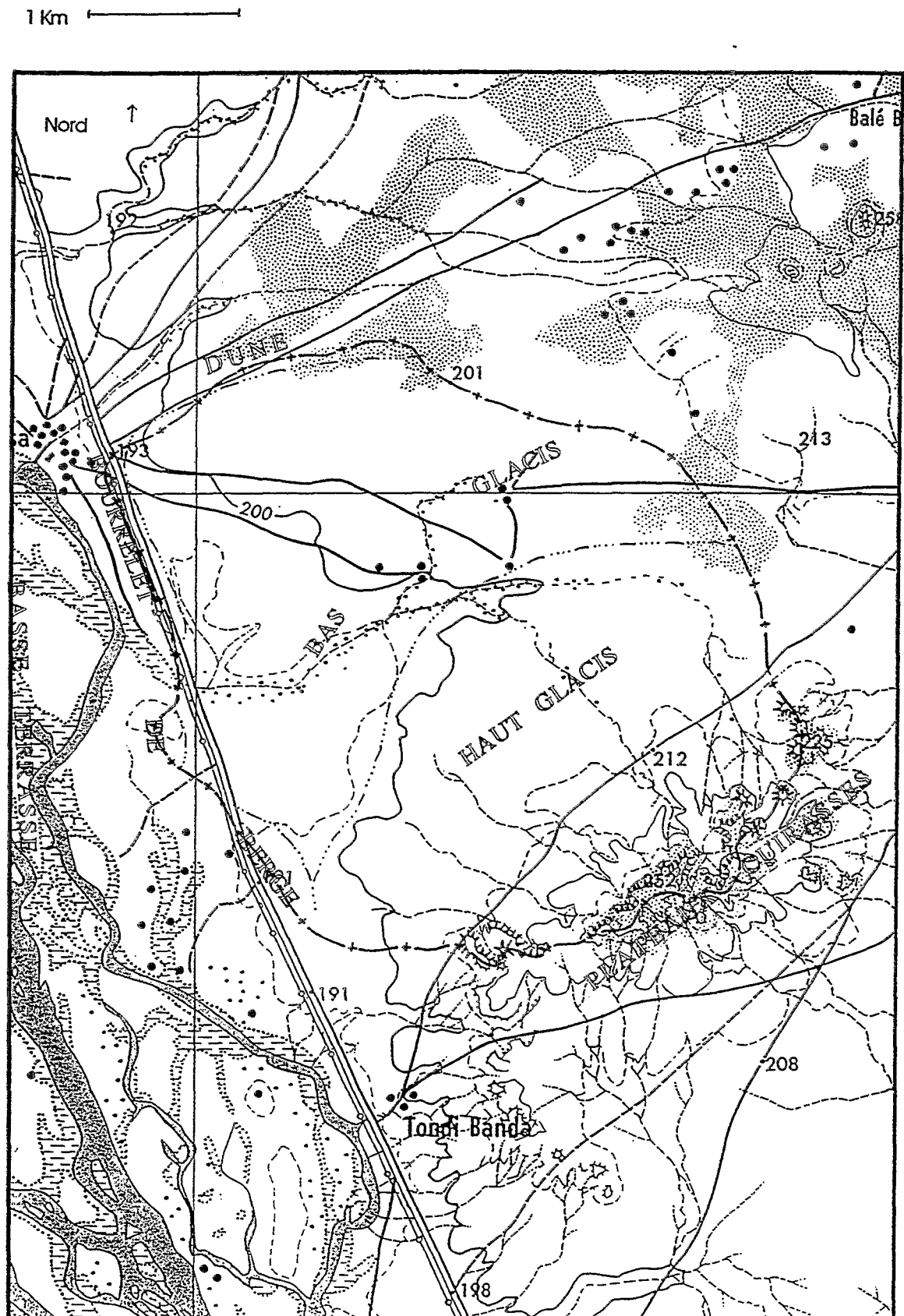


Figure n° 9: Répartition des unités géomorphologiques sur le bassin versant de LOSSA.

☞ La partie basse du glacis fonctionnel:

Le socle affleure assez fréquemment le long du glacis mais beaucoup plus fréquemment dans sa partie basse sous la forme de boules de grano-diorite qui ont été plus ou moins protégées de l'altération paléocène. L'altération récente de ces boules se fait en forme de "pelures d'oignons", faciès caractéristique d'une altération périphérique à volume non constant, qui provoque par éclatement la formation d'une succession d'écaillés de quelques centimètres d'épaisseur sur le pourtour de la boule.

Tous les affleurements que nous avons examinés dans la région présentent deux directions de diaclases préférentielles. La première est orientée Nord-Sud (0° - 180°) et la seconde Nord Ouest - Sud Est (300° - 120°) et correspond également à la direction des filons à différenciation texturale plus fine. Ces filons "aplitiques" sont plus difficilement altérables et affleurent fréquemment en "dos de baleine".

☞ La dune et le bourrelet de berge:

Comme nous l'avons souligné, la limite Nord et Nord-Est du bassin versant est composée d'une dune sableuse fixée, attribuée à l'ensemble de l'Erg récent daté à environ 12-18.000 ans BP. La dune remonte sur une distance d'environ 500 mètres et présente un dénivelé de 8 mètres dans sa partie médiane.

Le bourrelet de berge est discontinu. Il est régulièrement percé par le lit des écoulements temporaires (coris) de saison pluvieuse. Il forme cependant souvent un obstacle aux écoulements latéraux de versant dans la vallée du fleuve. Ceci se traduit par la formation de mares temporaires juste en amont de sa position. Il est également de nature sableuse et cultivé en mil.

2°) Carte de répartition des unités géomorphologiques:

a - Géomorphologie actuelle:

La partie Sud du bassin versant est composée principalement des plateaux cuirassés et du haut glacis fonctionnel. L'axe de drainage ceinture le haut glacis et souligne ainsi la rupture de pente qui correspond à la jonction haut-bas glacis (figure n° 9). Les photographies aériennes à basse altitude permettent de localiser précisément les placages éoliens récents au pied de l'escarpement, car ils apparaissent avec une teinte rouge plus vive. C'est également vrai pour la dune qui borde le bassin versant sur le Nord.

Le cori principal prend naissance dans un "cirque" creusé dans les kaolins au coeur des plateaux cuirassés. Il longe ensuite la falaise pour déboucher sur le haut glacis qu'il dévale. Avant de s'engager sur le bas glacis, il marque un coude et s'oriente alors en direction du fleuve. Il ceinture ainsi la base du haut glacis jusqu'au bourrelet de berge qui présente une large entaille. Le cori débouche alors sur la basse terrasse et se jette immédiatement dans le bras mort du fleuve.

Le haut glacis est parcouru de petits coris secondaires qui selon l'importance des pluies rejoignent l'axe de drainage principal ou se dispersent sur le versant.

b - Traces et héritages du passé:

Sur les photographies aériennes réalisées par l'IGN avant l'ouverture du périmètre irrigué (1975), on constate la présence d'une forme en goutte d'eau en amont du bourrelet de berge (figure n°10). Cette forme correspond à un ancien cône d'épandage des eaux du cori. Il est très facilement décelable sur l'image. En suivant son contour, on s'aperçoit qu'il recoupe un autre cône (donc plus ancien) aux contours moins nets que le premier. Ce cône en recoupe à son tour un troisième à proximité de la dune.

Ainsi, on peut supposer que l'hydrographie du bassin versant de LOSSA n'a pas toujours été celle que l'on connaît aujourd'hui. Le milieu présente les traces plus ou moins anciennes de fonctionnements endoréiques. Les morphologies coniques qui se dessinent sur les photographies représentent d'anciennes mares vraisemblablement temporaires qui ont fonctionné durant une période plus aride. La dune et le bourrelet de berge bloquaient alors les écoulements qui ne débouchaient pas sur le fleuve. Il apparaît que les mares ont migré vers le sud au fil du temps; aujourd'hui, le bassin versant est ouvert sur le fleuve Niger.

Le périmètre irrigué a été édifié sur la zone de bas-fonds où se sont jadis développés ces réservoirs. Il faut donc garder en mémoire que les sols développés sur le périmètre peuvent traduire localement des climats beaucoup plus humides que le climat qui régnait lors de leur formation.

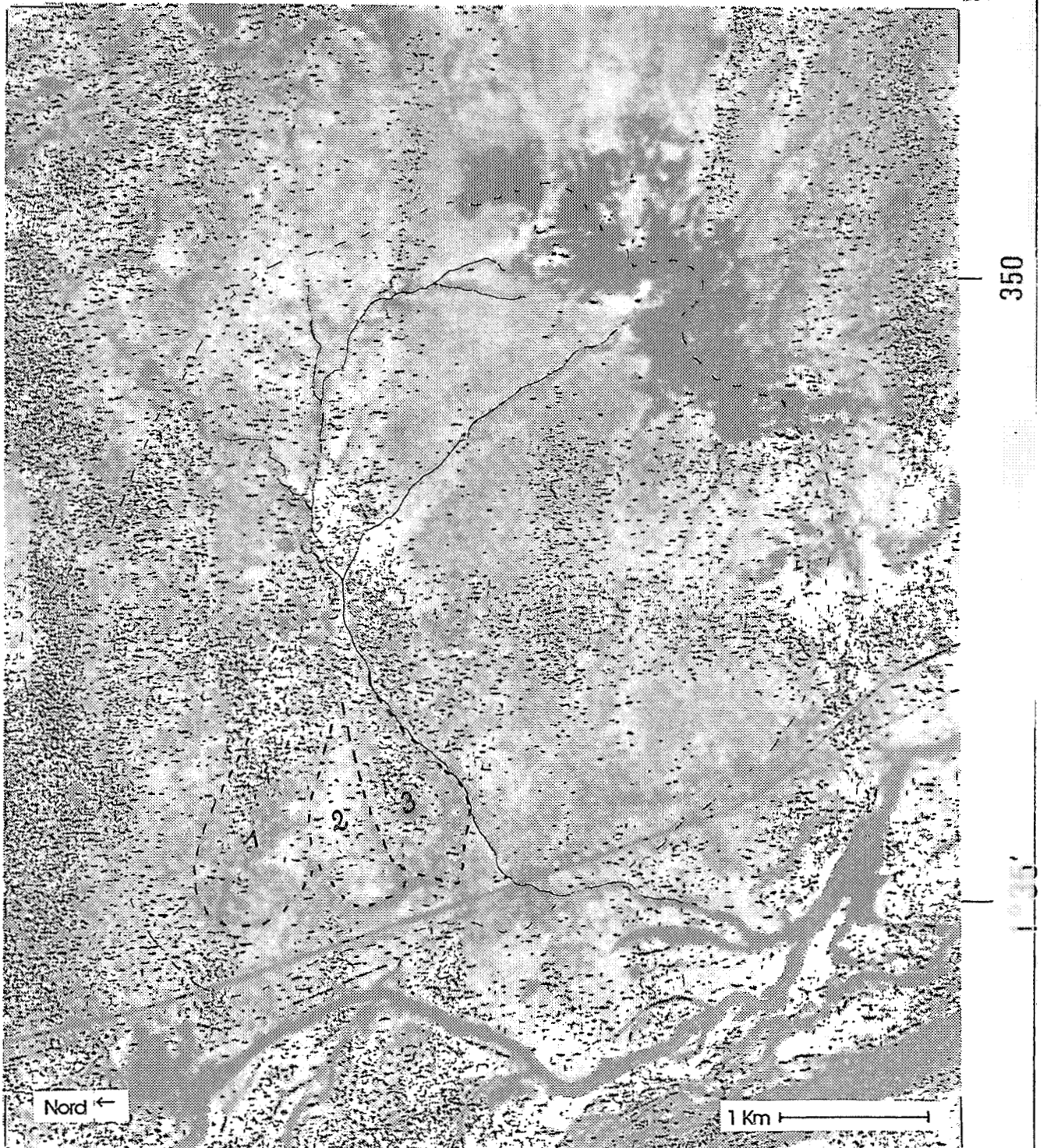


Figure n° 10: Photographie aérienne du bassin versant de LOSSA (source I.G.N., 1975)

B. La végétation:

La végétation du bassin versant de LOSSA est fortement dégradée en raison de l'utilisation du milieu pour les cultures et de la densité de pâturage. On observe une densité d'arbres croissante au fur et à mesure que l'on descend dans les bas-fonds. Le recouvrement est de 1 à 5 % au pied de l'escarpement, il passe à 5 à 10 % en amont du coï pour atteindre 10 à 25% dans les zones les plus basses. La taille des arbres augmente parallèlement. La dune présente une exception, la taille des arbres semblant traduire un milieu plus humide.

1°) Le plateau cuirassé:

Le système de végétation qui colonise généralement les plateaux cuirassés au Sahel est la brousse tigrée (AMBOUTA, 1984, LEPRUN, 1979); ce nom est donné à une organisation en bandes de la végétation qui a l'aspect d'une peau de tigre sur les photographies aériennes.

La surface des plateaux est ici trop réduite pour que puisse s'organiser un lambeau de brousse tigrée. Ceci n'est peut être pas la principale cause de son absence: on peut en effet remarquer que la brousse tigrée est inexistante sur les plateaux qui surplombent la vallée du fleuve. Il s'agit là d'un système de contraction de la végétation trop fragile qu'une trop forte exploitation due à la densité de population a rapidement fait disparaître.

2°) Les éboulis:

La partie la plus haute du glacis qui forme la jonction avec la falaise présente uniquement une phase arbustive de ligneux d'une taille inférieure à 2 m, composée d'*Acacia radiana*, *Maerua crassifolia* et *Balanites aegyptiaca*. La phase herbacée (*Schoenefeldia gracilis*) est réduite en plaques très diffuses sur les recouvrements sableux. Le recouvrement de la végétation est inférieur à 1 %.

3°) Le haut glacis:

Sur le haut glacis, nous avons observé un recouvrement par les cultures d'environ 60%. Cette surface correspond à la partie qui présente du sable délié en surface. La formation d'une croûte en surface empêche la culture traditionnelle du mil.

Les agriculteurs entretiennent les touffes d'*Andropogon gayanus* en bordure de parcelle, car elles permettent d'en marquer les limites. Les tiges d'*A. gayanus* sont utilisées en fin de saison des pluies pour la confection des "Séko", paroi tressée faisant office de cloison pour délimiter les concessions.

On note la présence de rares *Combretum* sur la partie médiane du glacis. Le reste de la végétation du bassin peut surprendre par l'absence de Combretacées.

La strate arborée dominante est composée d'Acacias. C'est un peuplement que les phyto-écologistes tiennent souvent pour des formations cicatricielles. On trouve *Acacia nilotica* contracté le long des écoulements et *Acacia radiana* parsemant les interfluves. *Acacia albida* est présent mais les individus restent petits.

La strate herbacée est encore composée de *Schoenefeldia gracilis*. Les recouvrements sont de 30 à 50 % en plaques plus ou moins diffuses.

Quelques microbuttes sableuses sont colonisées par *Zyziphus mauritania*.

4°) L'axe de drainage

Au niveau de l'axe de drainage principal, *Acacia albida* prédomine, accompagné de *Cassia sieberiana* et de *Grewia bicolor* ou *flavescens*. On note la présence de quelques rejets de palmier "Doum" (*Hiphaena thebaïca*) dont l'espérance de survie dans ce milieu pâturé est maigre. Le "Doum" est généralement exploité pour la construction des charpentes, car c'est un bois rarement attaqué par les termites.

Le surpâturage est responsable de la formation de *Balanites aegyptiaca* présentant une architecture en sablier. Il s'agit là d'une espèce qui, lorsqu'elle est pâturée, forme rapidement un tapis à la surface du sol par resserrement des entrenœuds et orientation des pousses. Lorsque le tapis est suffisamment large, une tige s'échappe au centre de celui-ci donnant naissance à un arbuste.

La strate herbacée est rare en raison du pâturage et du défrichement. Les plaques de *Schoenefeldia gracilis* et de *Zyziphus mauritania* sont diffuses.

5°) *Le bas glacis:*

La partie basse présente des espèces similaires auxquelles il faut ajouter dans les bas-fonds *Acacia seyal* et *nilotica*.

6°) *La dune et le bourrelet de berge:*

La dune et le bourrelet de berge sont entièrement cultivés en mil. La dune semble plus humide si l'on en croit la taille des *Acacia albida* et des "Doum" (*Hiphaena thebaïca*) dont on trouve beaucoup de rejets récents mais également quelques pieds adultes (60 à 70 ans). *Acacia albida* présente un enracinement profond, à l'échelle de la pénétration de l'eau dans les dunes (20 à 30 mètres).

C Hydrogéologie:

Le bassin versant de LOSSA est situé à proximité du fleuve et des plateaux du Continental Terminal. Deux nappes sont susceptibles de jouer un rôle dans le milieu: la nappe alluviale et la nappe du Continental terminal.

Les plateaux cuirassés qui ont été décrit correspondent à des buttes témoins et sont éloignés de 5 kilomètres environ du "bloc" des plateaux au sein duquel se développe la nappe du Continental Terminal. Cette nappe n'est pas présente sur le bassin versant.

La nappe alluviale, en revanche, se retrouve à 10 ou 12 mètres de profondeur sur la terrasse alluviale directement en aval de notre site. Le forage effectué à la ferme semencière sur notre bassin semble indiquer que cette nappe plonge rapidement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du fleuve. On la retrouve à environ 35 mètres de profondeur à proximité du périmètre. Ce réservoir ne semble pas influencer sur le milieu étudié dans l'état actuel des choses.

PREMIERE PARTIE

LES SOLS DANS LE PAYSAGE

Les problèmes de mise en valeur des sols ne concernent que la partie irriguée du bassin versant de LOSSA, à savoir le périmètre aménagé sur le bas-fond. Des études pédologiques du périmètre de LOSSA ont été menées il y a une quinzaine d'années (FEAU, 1976, EISMA, 1978). Ces études ont surtout porté sur les aptitudes à l'irrigation des sols présents sur le périmètre. La forte variabilité dans la répartition des sols s'est présentée comme un obstacle majeur à l'extrapolation des unités de sol et à la cartographie sur le périmètre. Notre objectif, à terme, n'est pas de définir les aptitudes agronomiques des sols mais de comprendre la distribution des sols et les facteurs influençant ou ayant influencé cette distribution.

Les sols de bas-fond ne peuvent pas s'appréhender seuls en faisant abstraction de l'environnement proche à savoir du bassin versant et éventuellement du fleuve. L'étude de la géomorphologie du bassin versant a débouché sur un découpage du milieu en unités géomorphologiques ou compartiments. Les éventuelles relations d'échange entre ces compartiments doivent être comprises pour aboutir à un schéma fonctionnel du milieu naturel.

Nous allons dans un premier temps analyser la répartition des sols sur le bassin versant au travers de deux toposéquences, l'une réalisée sur haut et bas glacis et l'autre sur le matériel dunaire (figure n° 11a et b). Cette étude sera complétée par des observations dispersées sur le bas-fond où la topographie ne peut plus servir de support pour appréhender la distribution des sols.

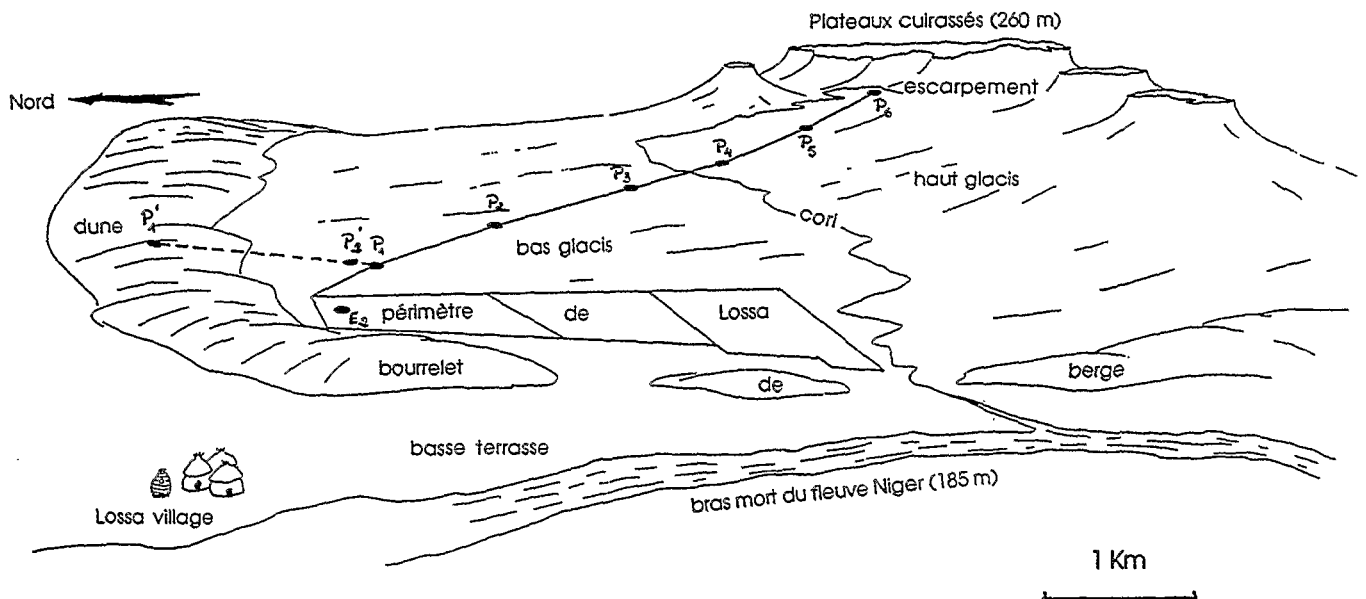


Figure n° 11a: Localisation des toposéquences sur le Bassin versant.

I. TOPOSEQUENCE DE GLACIS:

A Description:

La première toposéquence étudiée vise à comprendre l'organisation des sols depuis l'aplomb de la falaise ceinturant l'entablement au Sud Est du bassin versant, jusqu'à la dune limitant topographiquement le bassin au Nord. Sur les photos aériennes, on observe que le lit du cori est relativement fugace et s'est développé récemment sur le glacis, postérieurement à la mise en place des sols. Il a marqué son entaille aux dépens de ceux-ci. Les deux rives du cori présentent des sols en continuité. La toposéquence a été positionnée en travers du bassin, sur pratiquement toute sa longueur suivant une direction radiale par rapport au glacis ceinturant l'entablement. Elle n'a pas été interrompue au niveau de l'axe de drainage.

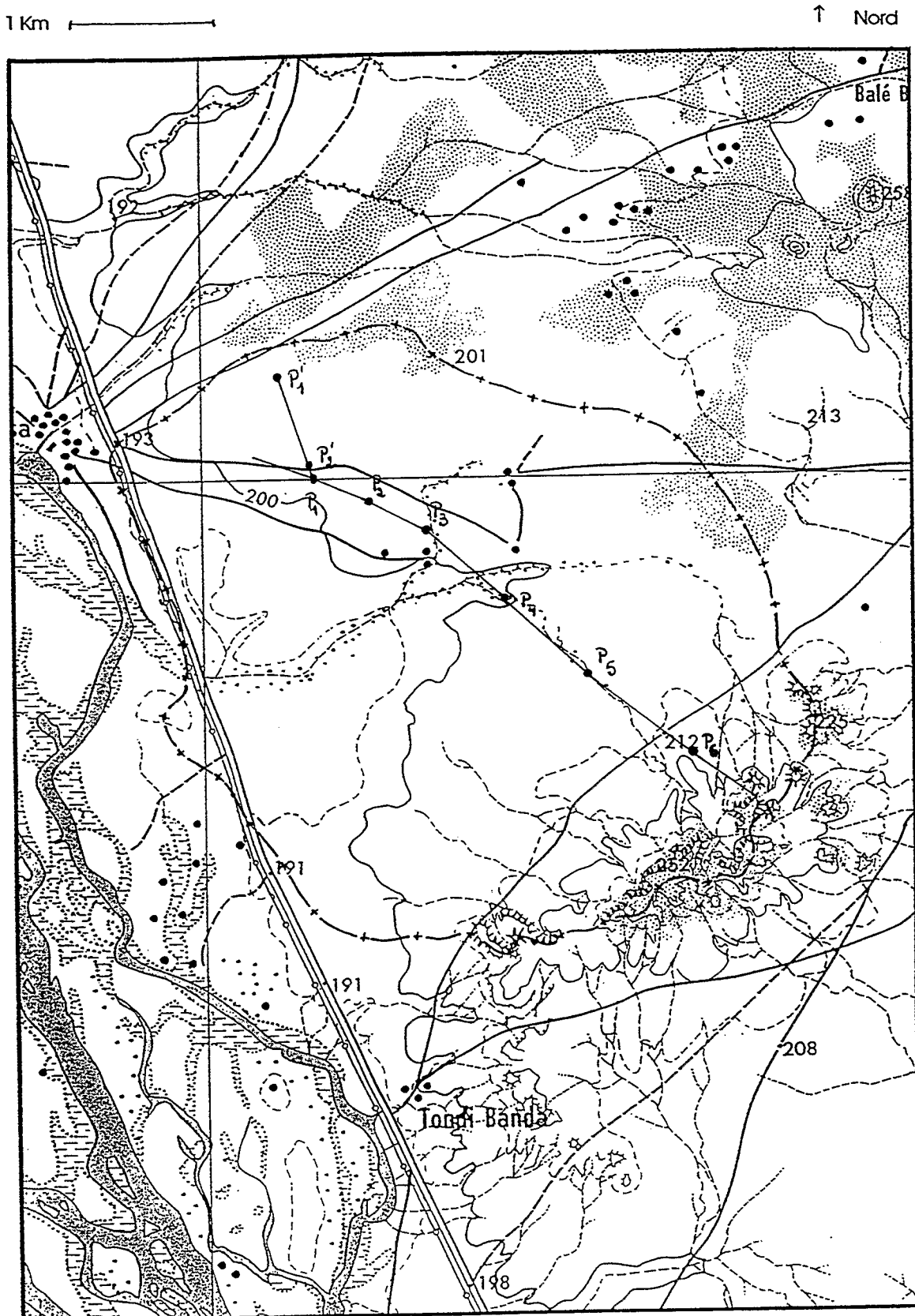


Figure n° 11b: Localisation des toposéquences sur le bassin versant.

La toposéquence étant très longue (3600 m), 6 fosses ont été creusées. Une fosse à chaque extrémité et 4 fosses intermédiaires en des points gênant le moins possible les cultures de mil. Les fosses ont été reliées par des sondages à la tarière tous les 100 mètres.

1°) Les données topographiques:

L'ensemble de la topographie a été réalisé à l'aide d'un théodolite de type WILD T0. Nous avons cerné l'allure générale de la topographie de la séquence avec une mesure tous les 25 mètres. La topographie est reportée sur la figure n° 12 ainsi que les fosses et les sondages intermédiaires qui ont permis la réalisation de la séquence.

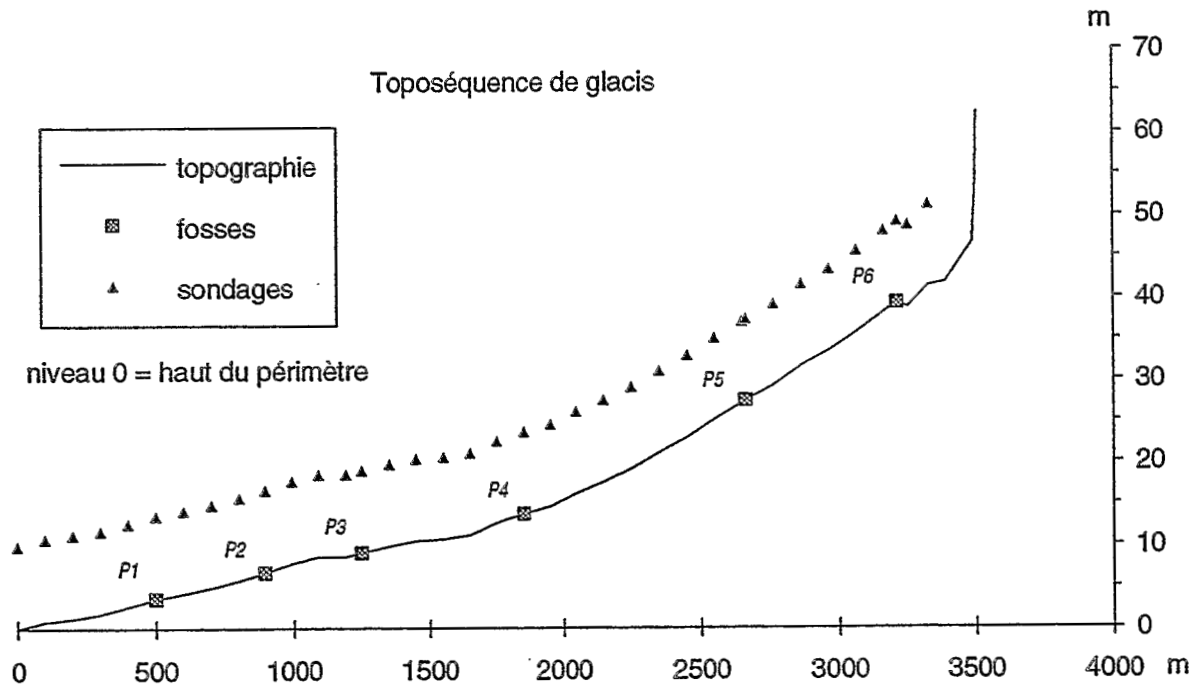


Figure n° 12: Topographie de la séquence de glaci.

Le glaci débute au pied des éboulis par une bande de raccordement à pente moyenne composée du matériel d'altération kaolinique du socle surmonté par une cuirasse de glaci. A ce niveau, sous la cuirasse, le matériel est très tendre. On note la présence de fortes entailles d'environ 50 à 150 centimètres de profondeur créées par les écoulements linéaires. Le glaci, d'une pente d'environ 2 % commence alors avec, dans sa partie supérieure, un faciès à érosion aréolaire de surface. La cuirasse de glaci qui apparaissait au dessus, suit la même pente mais n'affleure que localement et se révèle fortement démantelée. La partie haute du glaci est légèrement convexe. La pente est sensiblement la même jusqu'à une distance d'environ cinquante mètres de l'axe de drainage principal, où elle s'adoucit brutalement (0,3 à 0,5 ‰). Un horizon gravillonnaire affleure alors jusqu'à l'axe de drainage.

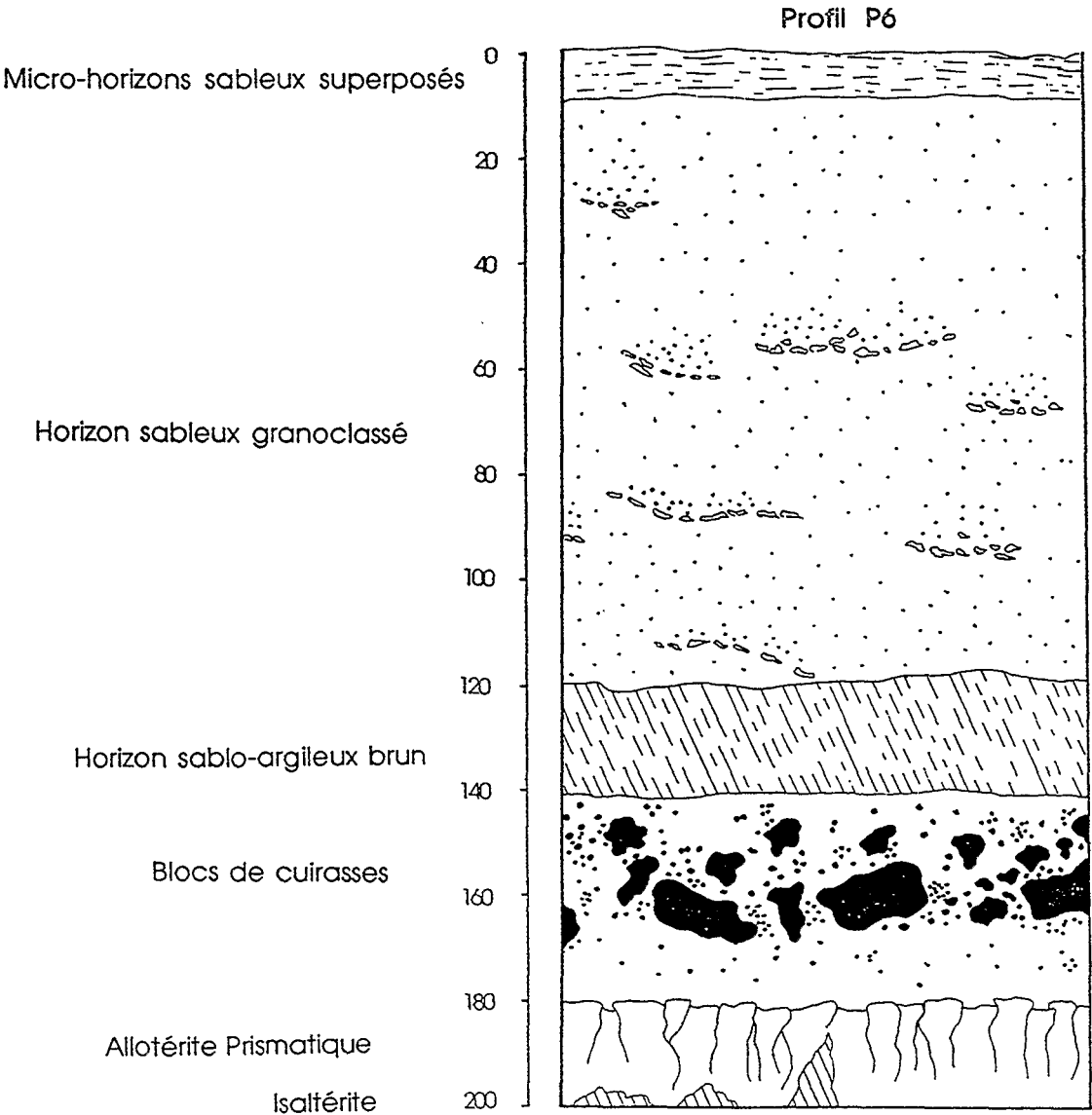
Le cori est large, anastomosé, et légèrement encaissé. Le lit du cours d'eau est composé de sables grossiers roulés. Le remaniement de ces sables se fait à chaque pluie supérieure à 10 mm.

L'horizon gravillonnaire qui affleure sur environ 80 mètres sur la rive droite se retrouve localement sur la rive gauche sur une distance plus courte (50 mètres). Ce glaci, à profil légèrement concave, continue alors avec cette même pente de 0,3 à 0,5 ‰ jusqu'à la dune nord qui borde le bassin versant ou, vers l'ouest, jusqu'au bourrelet de berge. Les états de surface alternent entre les affleurements du socle, des zones à croûtes d'érosion encadrées par des accumulations éoliennes. Dans sa partie basse, le glaci présente des dépressions de tailles variables (quelques mètres à quelques centaines de mètres de diamètre et de quelques décimètres de profondeur), à sols durs et sur lesquels se développent des croûtes algaires (CASENAVE et VALENTIN, 1989) preuve d'une stagnation d'eau en saison des pluies.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 10	5YR 6/6 brun clair	sableuse	massive	interstitielle importante		débit horizontal facile-faible cohésion	5,3	nette ondulée
10 - 120	5YR 6/8	sableuse à gravillons	massive	interstitielle et fissurale peu nette		granoclassement vertical répétitif	grad 6,4 à 7,3	nette régulière
120 - 135	5YR 6/6 brune	sablo-argil.	polyédrique anguleuse irrégulière	chenaux biologiques	importante traces faunique	microagrégation biologique dans les galeries	8,2 à 8,5	nette régulière
135 - 170	10R 4/8 rouge	argileuse à blocs et gravillons				horizon gravillonnaire matrice rare	8,3 à 8,4	nette régulière
170 - 180	10R 4/8 gris-bleutée	argileuse à sables grossiers	polyédrique anguleuse	tubulaire et fissurale			8,3 à 8,8	nette régulière
180 - 210	10YR 7/1 gris-bleutée et ocre	argileuse à sables grossiers	prismatique s.s. polyédrique	fissurale		couleur bariolée nodules calcaires frais et modelable	8,9 à 9,1	

Tableau n°1: Résumé de description du profil P6

Figure n° 13:



2°) Profil P6:

a - description¹ :

Situation: la fosse se situe à proximité de l'escarpement, au sommet d'un dôme allongé, bordé en amont par un cori encaissé d'un mètre cinquante environ.

L'état de surface est une croûte d'érosion recouverte de blocs de cuirasse de taille variable (quelques mm à 20 cm). On trouve localement deux micro-horizons au dessus du film de plasma ce qui en fait une croûte de type ST3 (CASENAVE et VALENTIN, 1989). On note la présence, au dessous de la partie superficielle durcie, d'une porosité vésiculaire fine, témoignant d'une mauvaise diffusion des fluides. Dans l'axe du dôme, on observe des microdunes d'accumulation de sable. Il se répartit au pied des arbres et arbustes. Sur les bords du dôme, les arbres présentent des racines suspendues, caractéristiques d'un départ récent de sol.

Les principales caractéristiques du profil sont présentées dans le tableau n°1 et sur la figure n° 13.

b - Résumé des caractéristiques du profil:

Le profil présente deux ensembles séparés par un niveau de concrétions ferrugineuses. Les horizons profonds sont composés de matériaux argileux riches en minéraux primaires passant vers le bas à l'altérite du gneiss. La structure est prismatique et la couleur gris-bleutée. Les horizons de la partie haute du profil sont sableux. On note un gradient d'argile à la base. De 10 à 120 cm, l'horizon est composé d'une succession de micro-horizons qui présentent un granoclassement vertical. Les éléments grossiers sont alignés à la base des micro-horizons granoclassés.

c - Interprétation:

La base du profil étudié dérive directement de l'altération de la roche mère. On reconnaît une isaltérite (altérite à structure de la roche conservée) et une allotérite (altérite à structure de la roche perturbée) prismatique (CHATELIN, 1974). La cuirasse ferrugineuse est composée de blocs issus du relief intermédiaire, que l'on reconnaît par leur organisation interne et par le ciment violacé à rouge. Ces blocs semblent avoir été repris et cimentés lors de la formation de la cuirasse de glaci. La présence de nodules friables traduit la dynamique actuelle de cette cuirasse en cours de démantèlement.

Le niveau 120 - 135 cm est peut être le reste d'un remblai (remblai supérieur des géomorphologues) plus ancien que les niveaux superficiels (0 - 120 cm).

Le dôme allongé, au sommet duquel a été positionnée la fosse, correspond à l'ancien passage du cori qui a déposé un matériel sableux dans son lit. Ce matériel est granoclassé en raison des crues successives du cori. L'érosion a marqué davantage l'altérite kaolinique très friable du socle antécambrien. Le lit du cori s'est déplacé en bordure de son ancien lit, qui apparaît aujourd'hui sous la forme d'un dôme allongé par un phénomène d'inversion de relief.

Quelques sondages ont été réalisés dans la partie haute de la séquence afin de situer à quel endroit prennent naissance les horizons profonds reconnus dans cette première fosse, à savoir l'altérite prismatique et l'horizon gravillonnaire ferruginisé. Les limites sont reportées sur la coupe (figure n° 22).

3°) Profil P5:

a - description:

Cette tranchée a été ouverte dans un champ de mil, dans la partie médiane de la partie haute du glaci.

¹ Toutes les descriptions de profil sont résumées dans un tableau. Il est clair que cette présentation n'est qu'une synthèse. Le lecteur est invité à se référer à l'annexe I où sont reportées les descriptions complètes.

Les principales caractéristiques du profil sont présentées dans le tableau n° 2 et sur la figure n° 14.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 20	5YR 6/6	sableuse	massive	interstitielle fissurale			5,4	régulière nette
20 - 40	5YR 6/8	sableuse	polyédrique arrondie	interstitielle fissurale	faunique (importante) + racines	horizon très poreux	6,1	régulière nette
40 - 45	5YR 6/8	sableuse avec quelques él. grossiers	polyédrique arrondie	tubulaire biologique	quelques chambres à meule	nombreux gravillons de cuirasse à la base	6,3	régulière nette stone line
45 - 100	7,5YR 7/8	sableuse	polyédrique arrondie	interstitielle fissurale	quelques chambres à meule + racines	faible cohésion	6,4	régulière diffuse
100 - 130	5YR 6/6 à 6/8	sableuse à sablo-arg.	polyédrique anguleuse	interstitielle tubulaire	galeries comblées + chambres à meule + racines	couleur bariolée cohésion moyenne	6,5 à 7,4	
130 - 155		matrice sablo-arg. gravillons		inter agrégats forte		gravillons abondants	8,3 à 8,4	nette
155 - 180	10YR 7/1	argileuse à sables grossiers	prismatique à sous structure polyédrique	tubulaire micro-agrégée fissurale grossière		couleur bariolée	8,8 à 9,4	nette
180 - 190	noir et blanc	arène argileuse	péetrographique			Stabilité des éléments fins	8,1 à 9	

Tableau n° 2: Résumé de description du profil P5.

b - Résumé des caractéristiques du profil:

Ce profil est caractérisé, dans son sommet, par la superposition d'une série d'horizons sableux, dont l'un (20 - 40 cm) a une structure micro-agrégée, et d'horizons profonds plus argileux séparés en deux groupes par le niveau gravillonnaire. Au dessus, l'horizon sablo-argileux présente une transition diffuse avec le matériel sableux. Les horizons identifiés sous le niveau gravillonnaire sont riches en minéraux primaires.

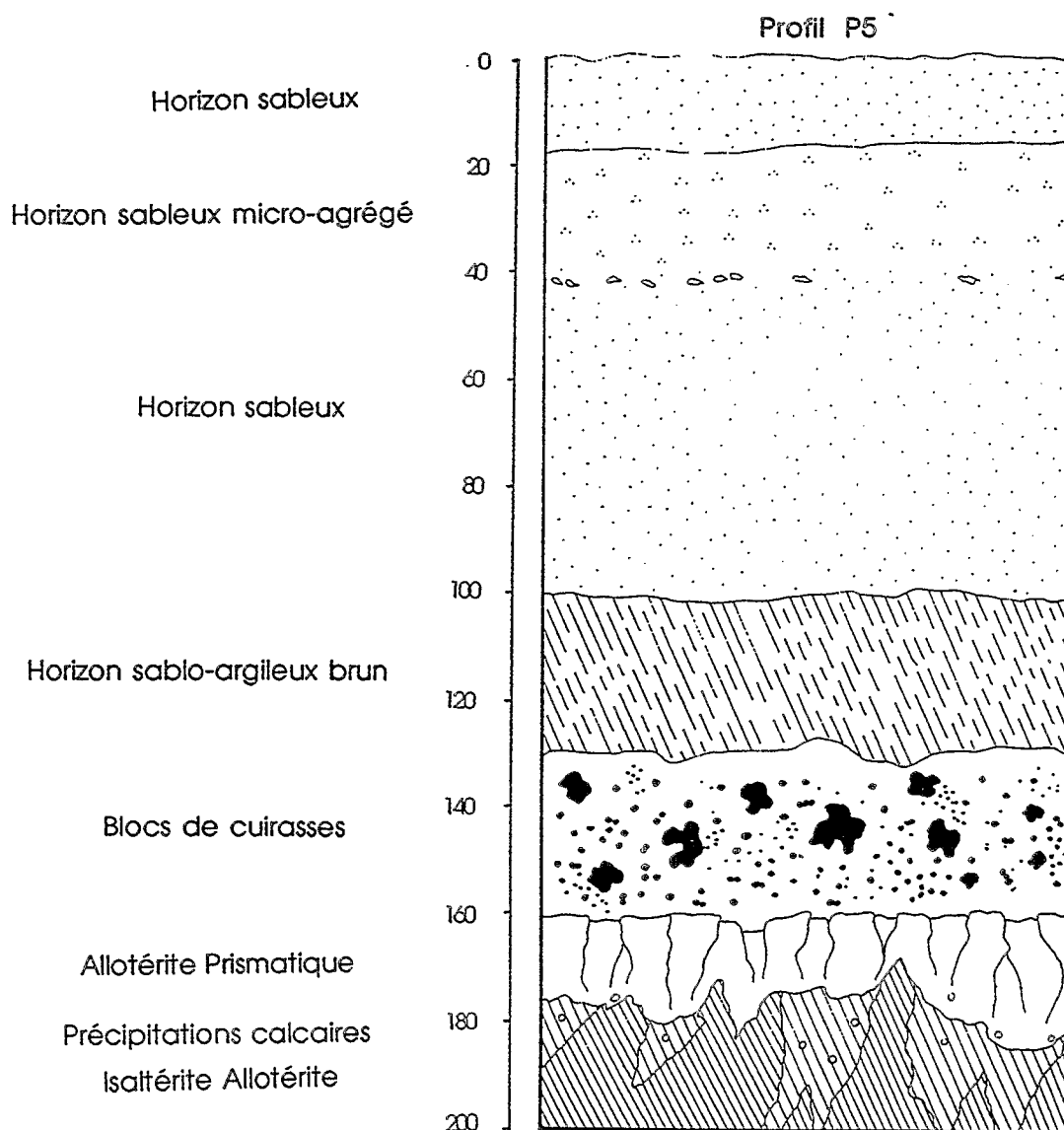
c - Interprétation:

Ce profil apparaît complet, par opposition au profil P6 tronqué par les dépôts du cori. On peut le qualifier de profil type du haut-glacis. Les sondages à la tarière révèlent sur le glacis des organisations assez semblables à celles décrites dans cette tranche.

La cuirasse apparaît plus démantelée mais on la retrouve au même niveau de profondeur, entre les altérites et l'horizon sablo-argileux. Le niveau sablo-argileux au dessus de la cuirasse est bariolé et présente davantage de traces d'activité faunique qu'en P6.

Outre les horizons sableux supérieurs, attribués à un ancien passage du cori en P6, le haut-glacis entre P6 et P5 est caractérisé par une faible différenciation latérale.

Figure n° 14:



4°) Profil P4:

a - description:

Cette tranchée se situe à 50 mètres en aval d'une micro-falaise de 20 cm environ, plus ou moins ensablée qui met fin au haut glacis. A ce niveau, apparaît un niveau gravillonnaire qui se prolonge jusqu'à l'axe de drainage, sur environ 80 m. La topographie est plane mais amorcera 50 m plus loin, une légère contrepente par rapport à la pente générale du versant, difficilement décelable à l'oeil. La surface est nue, recouverte de gravillons noirs provenant du démantèlement de la surface cuirassée déjà décrite dans les tranchées P5 et P6. La taille des gravillons va de quelques millimètres à 20 centimètres. Certains blocs présentent un faciès à oôides ou pisolites (rares), d'autres le rouge-violacé décrit plus haut.

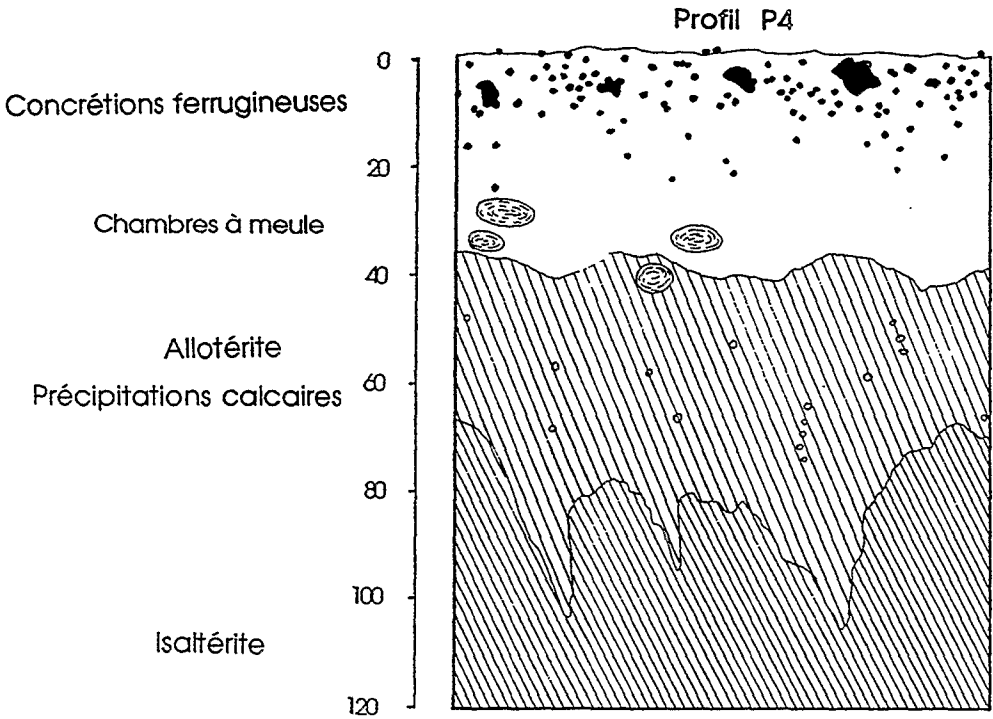
Au dessous des gravillons, on note la présence d'une croûte à faible cohésion (elle disparaît en soufflant).

L'observation du profil a permis d'identifier 6 horizons, présentés dans le tableau n° 3 et sur la figure n° 15.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 25	2,5 à 5 YR 5/8 rouge	matrice rare argileuse sables grossiers	polyédrique anguleuse fine	tubulaire et fissurale fine	faunique importante	nombreux débris de cuirasse et nodules ferrugineux	7,7 à 8	irrégulière graduelle
25 - 40	7,5 YR 6/8 rouge orangé	matrice argileuse sables grossiers	polyédrique irrégulière	tubulaire grossière	faunique	gravillonnaire	7,8 à 8,2	irrégulière peu nette
40 - 45	7,5 YR 6/6 brun-rouge	arène argileuse	polyédrique anguleuse		faunique chambres à meules	horizon de transition	8,3 à 8,4	irrégulière
45 - 80	7,5 YR 7/6 à 5 YR 6/8	arène argileuse	pétrographique peu nette	tubulaire grossière	faunique micro-agrégation	quelques nodules calcaires	8,3 à 8,9	irrégulière
80 - 120	noir et blanc		pétrographique			matériel friable	8,8 à 9,2	

Tableau n° 3: Résumé de description du profil P4

Figure n° 15



b - Résumé des caractéristiques du profil:

Le profil P4 est peu épais en comparaison avec les tranchées ouvertes dans le haut glacis. L'organisation se réduit à l'isaltérite, à l'allotérite réduite et à l'horizon gravillonnaire.

c - Transition entre P5 et P4:

Les fosses P5 et P4 diffèrent fortement du point de vue de leur organisation. La distribution des horizons a été suivie par les sondages à la tarière.

Les niveaux sableux de surface présentent une diminution progressive d'épaisseur le long du versant (figure n° 16). Ils disparaissent à 50 m en amont de P4. L'horizon sablo-argileux situé au dessus de l'horizon gravillonnaire apparaît alors en surface. Une structure prismatique peu nette s'individualise dans cet horizon et devient visible à la surface du sol. A quelques mètres en aval, une microfalaie de 20 à 30 cm forme le raccordement définitif avec le sol que l'on peut observer dans la fosse P4. L'horizon gravillonnaire reconnu dans la fosse P5 correspond à l'horizon de surface de la fosse 4. Le démantèlement des blocs ferruginisés s'est accentué le long du versant. Il reste un horizon gravillonnaire. L'arène argileuse qui développe en amont une structure prismatique disparaît dans un horizon rougi par les oxydes de fer issus du démantèlement des blocs de l'horizon sus jacent: ceci peut être interprété comme un aléa érosif (GAVAUD, communication personnelle). L'alternance de phases d'humectation et de dessiccation ainsi que le remaniement par l'activité faunique sont sans doute la cause de la disparition de la structure prismatique.

d - fonctionnement de la micro-falaie:

Au niveau de la micro-falaie, les prismes argileux s'écroulent et sont rapidement éliminés par le ruissellement. L'horizon gravillonnaire sous-jacent apparaît en surface.

Ce processus est commun le long des toposéquences sahéliennes (figure n° 18). Il a été bien décrit par BOULET (1978) sur la séquence de TASSAMAKAT au BURKINA FASO. Dans le cas de cette séquence, la micro-falaie traduit le passage des solonetz aux sols bruns par départ de l'horizon sableux de surface. Dans notre cas, le matériau sableux de surface a disparu progressivement en biseau très fermé en amont de la microfalaie, et c'est le matériel sablo-argileux sous jacent qui est intéressé par ce départ en masse. Bien que la microfalaie intéresse des horizons distincts (TASSAMAKAT: éboulement A//B, LOSSA: éboulement "B"//Bcn), il existe de nombreuses similitudes à ce niveau sur les deux séquences:

- ☛ La microfalaie active se situe au point d'inflexion du versant convexo-concave.
- ☛ Elle se situe juste en amont d'une zone de moindre épaisseur de sol sur l'ensemble de la séquence.
- ☛ L'éboulement intéresse l'horizon situé au dessus d'un plan de moindre cohésion: l'horizon gravillonnaire à LOSSA et les galets de Quartz à TASSAMAKAT.

Ce départ de matériaux en masse contribue de proche en proche à l'aplanissement des versants et à modeler l'allure caractéristique des toposéquences sahéliennes. Plusieurs observations permettent cependant de considérer la microfalaie comme un phénomène moins général que celui observé et décrit par BOULET (*op cit.*).

- ☛ La microfalaie n'existe que dans la zone où le cori ceinture le haut glacis.
- ☛ L'éloignement de la microfalaie de l'axe de drainage provoque un arrêt de son activité; le décrochement dans la topographie diminue du fait de son ensablement.

Il apparaît donc que cette microfalaie est une conséquence de la présence de l'axe de drainage. Son fonctionnement n'est que temporaire, au fur et à mesure que les prismes s'effondrent, la falaie remonte dans le paysage. Elle s'éloigne du cori, s'ensable et perd son activité (figure n° 17).

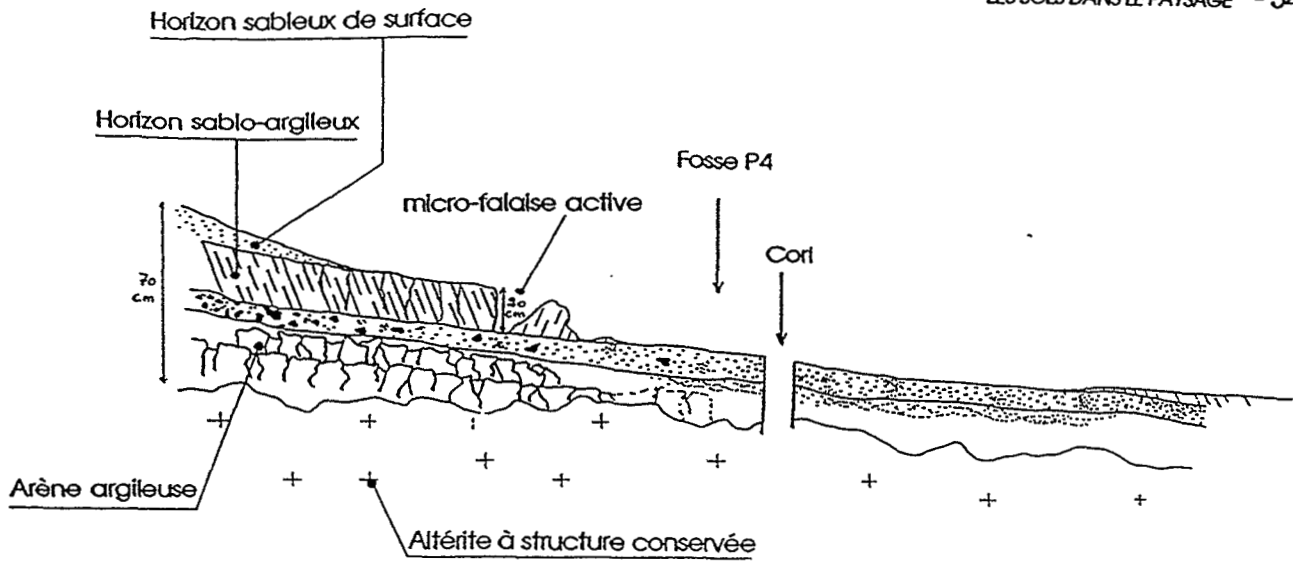


Figure n° 16: Passage latéral P5-P4 par départ des horizons de surface

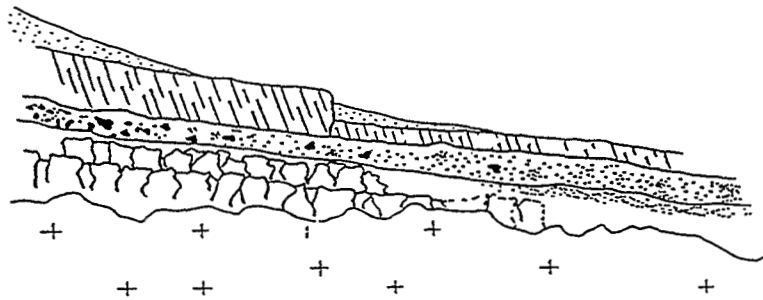


Figure n° 17: Désactivation de la micro-falaise du fait de son éloignement du Cori

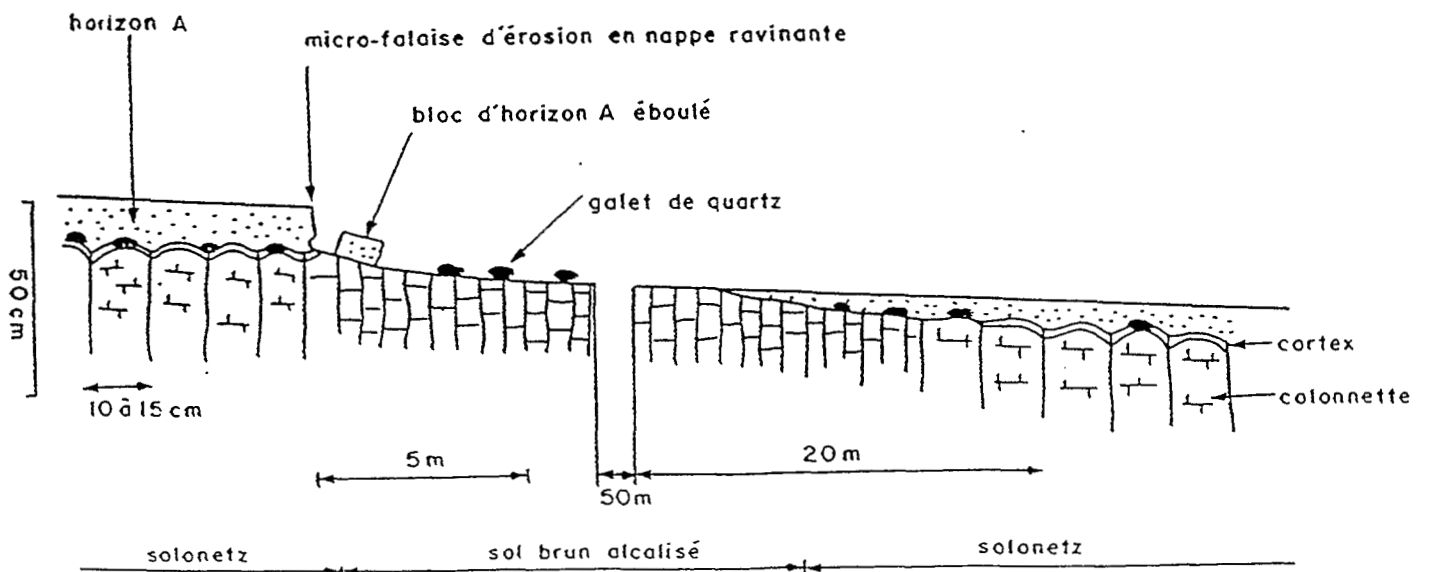


Figure n° 18: Passage des solonetz aux sols bruns alcalisés sur la séquence de TASSAMAKAT d'après BOULET (1978)

5°) Profil P3:

a - description:

Le glacis à pente faible se poursuit sur l'autre rive du cori. A 50 m de celui-ci, apparaît en surface un horizon sableux qui vient recouvrir la cuirasse dont le démantèlement continue. On ne trouve plus de blocs cimentés, les gravillons ferrugineux atteignent au maximum une taille centimétrique. La fosse est située au pied d'un arbuste, sur une vaste superficie de sol nu, au sein des concessions qui bordent le cori. Celui-ci est à environ 150 mètres. L'état de surface est une croûte d'érosion à trois micro-horizons (ST3). Les arbres et arbustes sont entourés d'une petite dune d'accumulation des sables éoliens provenant de la zone nue. La croûte d'érosion remonte sous les microdunes. On observe en surface environ 5 mm de sable délié avec de nombreux gravillons ferrugineux.

L'analyse du profil a permis de distinguer 6 horizons, sans compter la croûte d'érosion déjà décrite, présentés dans le tableau n° 4 et sur la figure n° 19.

b - Résumé des caractéristiques du profil:

Sur ce profil, on retrouve toute une organisation que l'on observe sur le haut glacis (P5), à savoir la succession saltérîte, allotérîte prismatique, horizon gravillonnaire et horizon sablo-argileux. Le démantèlement de la cuirasse se poursuit. L'horizon gravillonnaire devient discontinu (concentration en poches de concrétions ferrugineuses) et présente une matrice bien développée.

Certaines caractéristiques sont en revanche nouvelles dans l'étude de la séquence. Ce sont:

- ☛ le contact planique entre l'horizon sableux de surface et l'horizon sablo-argileux. Ce contact est souligné par le développement d'une porosité vésiculaire dans sa partie inférieure, caractéristique d'une mauvaise diffusion des fluides;

- ☛ Une certaine dispersabilité des éléments fins.

c - Interprétation:

L'apparition simultanée dans la toposéquence des caractères d'instabilité structurale et de contact planique est fréquente en zone aride (FAIVRE, 1988). Le contact planique observé ici ne correspond cependant pas à une limite de dispersabilité des éléments fins.

6°) Profil P2:

a - description:

La surface environnante est nue; le champ n'a pas été mis en culture au moins depuis la naissance du propriétaire, soit environ 35 ans. L'état de surface est caractérisé par une croûte d'érosion, recouverte par une faible épaisseur de graviers de taille millimétrique à demi centimétrique. Il s'agit de quartz et de petits nodules ferrugineux.

L'observation du profil a permis de distinguer 5 horizons présentés dans le tableau n° 5 et sur la figure n° 20.

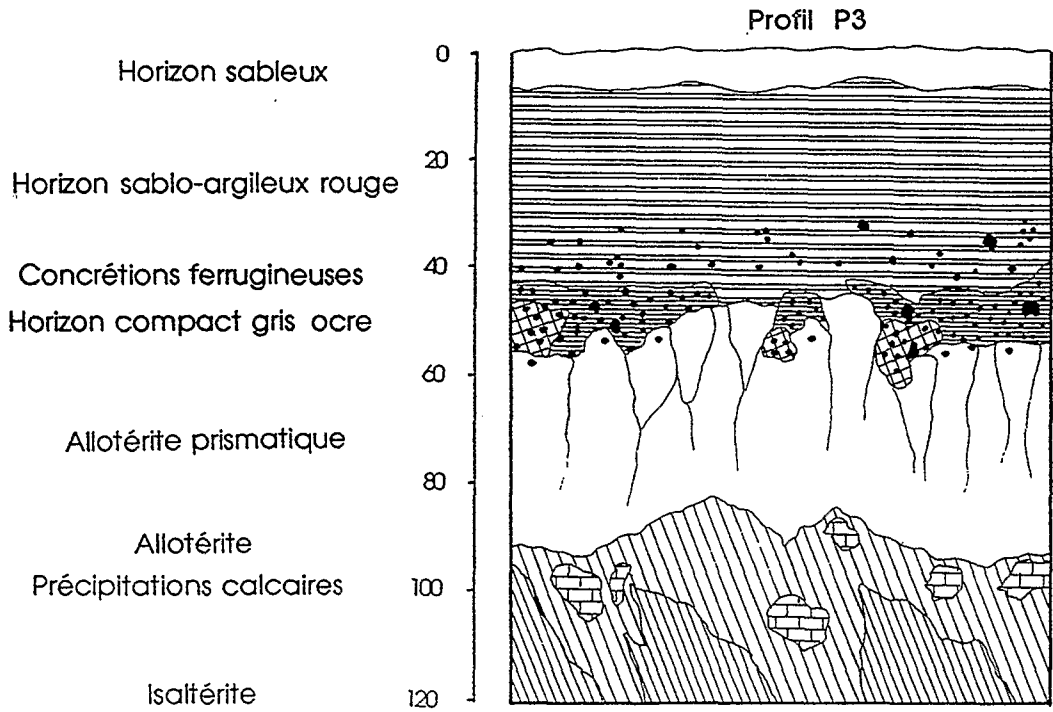
b - Résumé des caractéristiques du profil:

Ce profil présente une organisation voisine de ce que l'on observe en amont: les horizons profonds sont argilo-sableux et passent progressivement vers le bas à l'altérîte du gneiss. Une poche de concrétions ferrugineuses est incluse dans ces horizons argilo-sableux, au sommet du niveau de couleur ocre dominante. La transition avec l'horizon sableux du haut du profil est soulignée par le contact planique.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 5		sableuse à sables grossiers	massive	interstitielle et vésiculaire		nodules ferrugineux croûte d'érosion	6,4	régulière nette
5 - 25	5YR 5/8	sablo-arg. à argilo-sabl.	polyédrique arrondie	tubulaire fine et grossière, interstitielle fissurale vésiculaire	nombreuses racines fines	cohésion moyenne à faible Faible dispers. des él.fins	8	irrégulière nette
25 - 55	5YR 5/8 à 7,5YR 5/8	argilo-sabl.	polyédrique anguleuse à arrondie	d'assemblage inter agrégats	racines fines	éléments grossiers cohésion faible Faible dispers. des él. fins	7,9 à 8,3	irrégulière nette
55 - 65	5YR 8/1	argileuse	polyédrique irrégulière	fissurale fine peu nette		éléments grossiers nodules Fe - légère dispersibilité des él.fins	8,3 à 8,5	irrégulière disconti-nue
65 - 90	10YR 6/2,5	argileuse	polyédrique angulaire fine	fissurale verticale et horizontale		éléments grossiers légère dispersibilité des él.fins	8,2 à 8,6	irrégulière nette
90 - 120	noir et blanc	développemt. d'une matrice argileuse	pétrographique	tubulaire grossière	faunique	précipit. Calcaires micro-agrégats biologiques dispersibilité moyenne des él.fins	8,6 à 8,8	

Tableau n° 4: Résumé de description du profil P3.

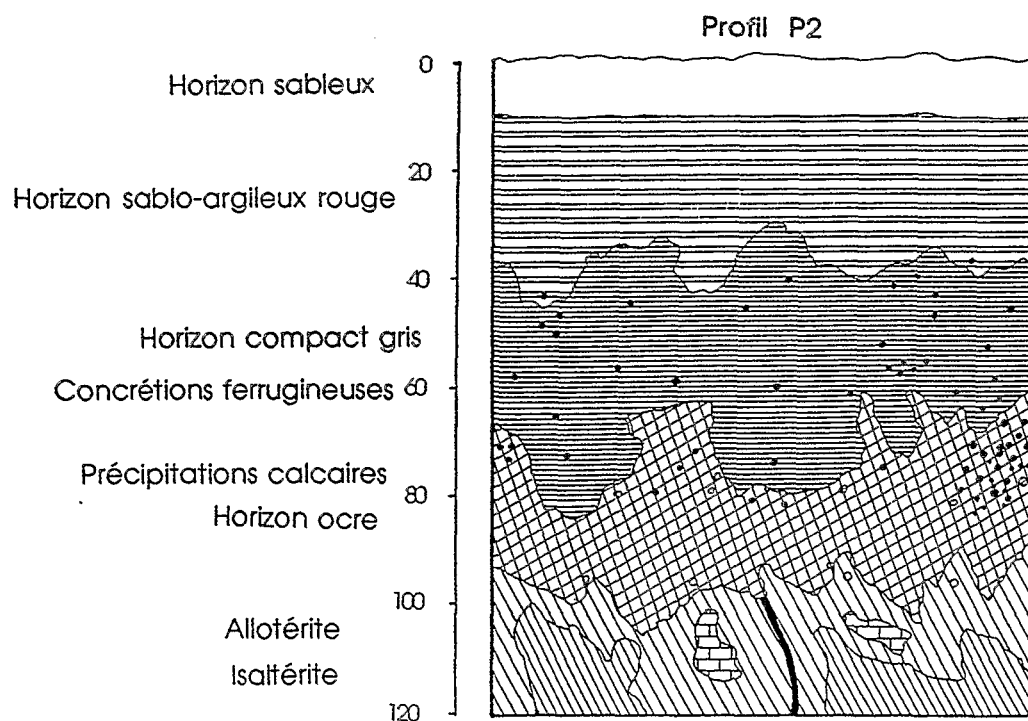
Figure n° 19.



Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 10	7,5YR6/5	sableuse	massive	interstitielle fissurale		rare nodules ferrugineux cohésion faible	6,8	régulière nette
10 - 40	5YR5/6	sablo-arg. à sables grossiers	polyédrique anguleuse	tubulaire fine fissurale	faunique racines fines	cohésion forte	7,7 à 8,8	irrégulière
40 - 60	10YR5/6 à 7,5YR5/6	argillo-sabl.	polyédrique anguleuse	tubulaire grossière et fine	faunique	nombreux éléments grossiers agrégats stables faible dispers.	8,8 à 8,9	très irrégulière graduelle
60 - 90	5YR6/1 à 10YR7/8	argillo-sabl. à sables grossiers	polyédrique à massive	tubulaire grossière	faunique intense	forte cohésion microagrégation biologique forte dispers.	8,9 à 9,3	irrégulière
90 - 120	noir et blanc		pétrographique			précipitation calcaires Forte dispers.	9 à 9,6	

Tableau n° 5: Résumé de description du profil P2.

Figure n° 20.



c - Interprétation:

L'altérite à structure prismatique identifiée sur les profils P6, P5 et P3 (niveau 65 - 90 cm en P3) disparaît entre P3 et P2. Les horizons qui présentent une instabilité structurale élevée ont à leur tour un contact diffus avec les altérites de la roche mère. Ainsi, la matrice grisâtre qui est apparue dans la fosse P3 au dessus de l'allotérite prismatique a augmenté en épaisseur et a gagné dans le profil vers le bas. L'horizon gravillonnaire se noie au sein des horizons argilo-sableux et ne constitue plus un horizon à part entière mais un niveau de concentration des concrétions ferrugineuses.

7°) Profil P1:

a - description:

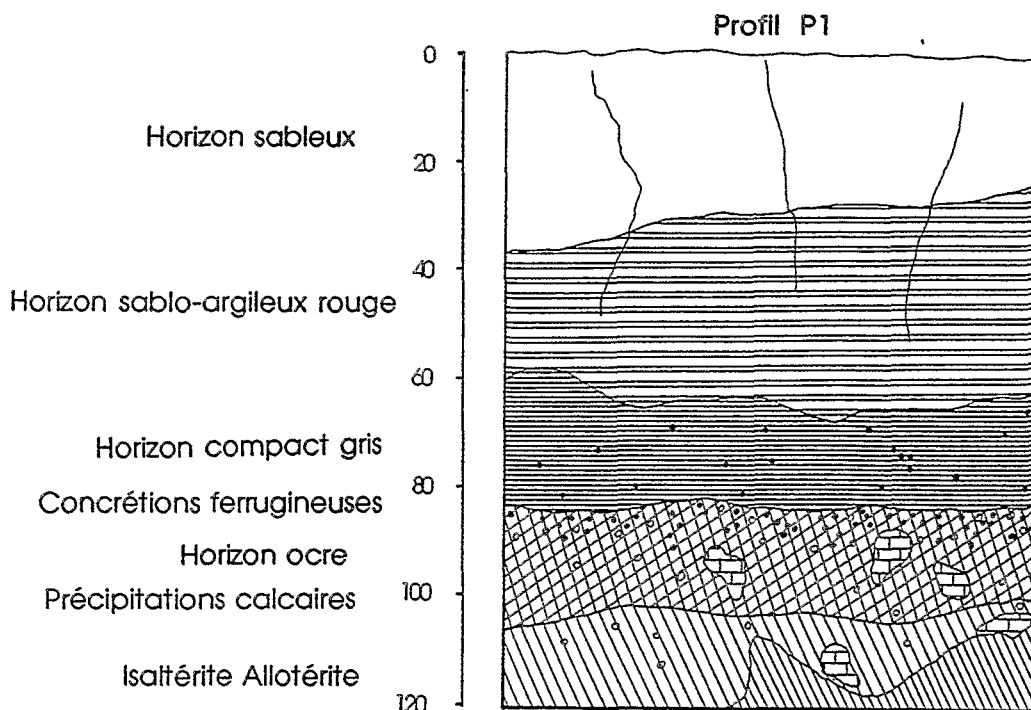
Le microrelief environnant est composé de petites dunes, colonisées par *Zyziphus mauritania*, de 20 cm de hauteur de forme et de taille variable (2 à 20 m de diamètre environ), présentant un sable délié en surface.

L'observation du profil a permis d'identifier 5 horizons présentés dans le tableau n° 6 et sur la figure n° 21.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 35	7,5 YR 6/5	sableuse	massive	interstitielle tubulaire fissurale		faible cohésion croûte d'érosion	7,3 à 7,5	très nette ondulée
35 - 65	7,5 YR 6/6 et 5 YR 5/8	argilo-sabl. à sablo arg.	Polyédrique anguleuse nette	interstitielle tubulaire vésiculaire			8,9	irrégulière nette inclinée
65 - 85	10 YR 5/4 à 6/4	argilo-sabl.	Polyédrique anguleuse	interstitielle faible tubulaire grossière	faunique moyenne à forte	cohésion moyenne nodules ferrugineux Forte dispersibilité	8,9 à 9,1	irrégulière nette
85 - 105	10 YR 7/4 à 7/8	argilo-sabl.	Polyédrique grossière	tubulaire grossière	faunique importante	nodules ferrugineux et calcaires micro-agrégats biologiques Forte dispersibilité	8,9 à 9,1	irrégulière
105 - 120	blanc ocre gris	arène argileuse	irrégulière	très faible	faunique racinaire ligneuse (rare)	très forte cohésion nodules calcaires	9 à 9,5	

Tableau n° 6: Résumé de description du profil P1.

Figure n° 21:



b - Résumé des caractéristiques du profil:

L'organisation de la fosse P1 ne diffère pas de celle de la fosse P2 à l'exception de l'épaisseur de l'horizon sableux de surface qui augmente légèrement. Cette organisation apparaît comme typique du bas glacis. La présence de restes de poteries sous le contact planique semble indiquer que l'on est en présence d'un remblai.

B Conclusion, synthèse sur la toposéquence:

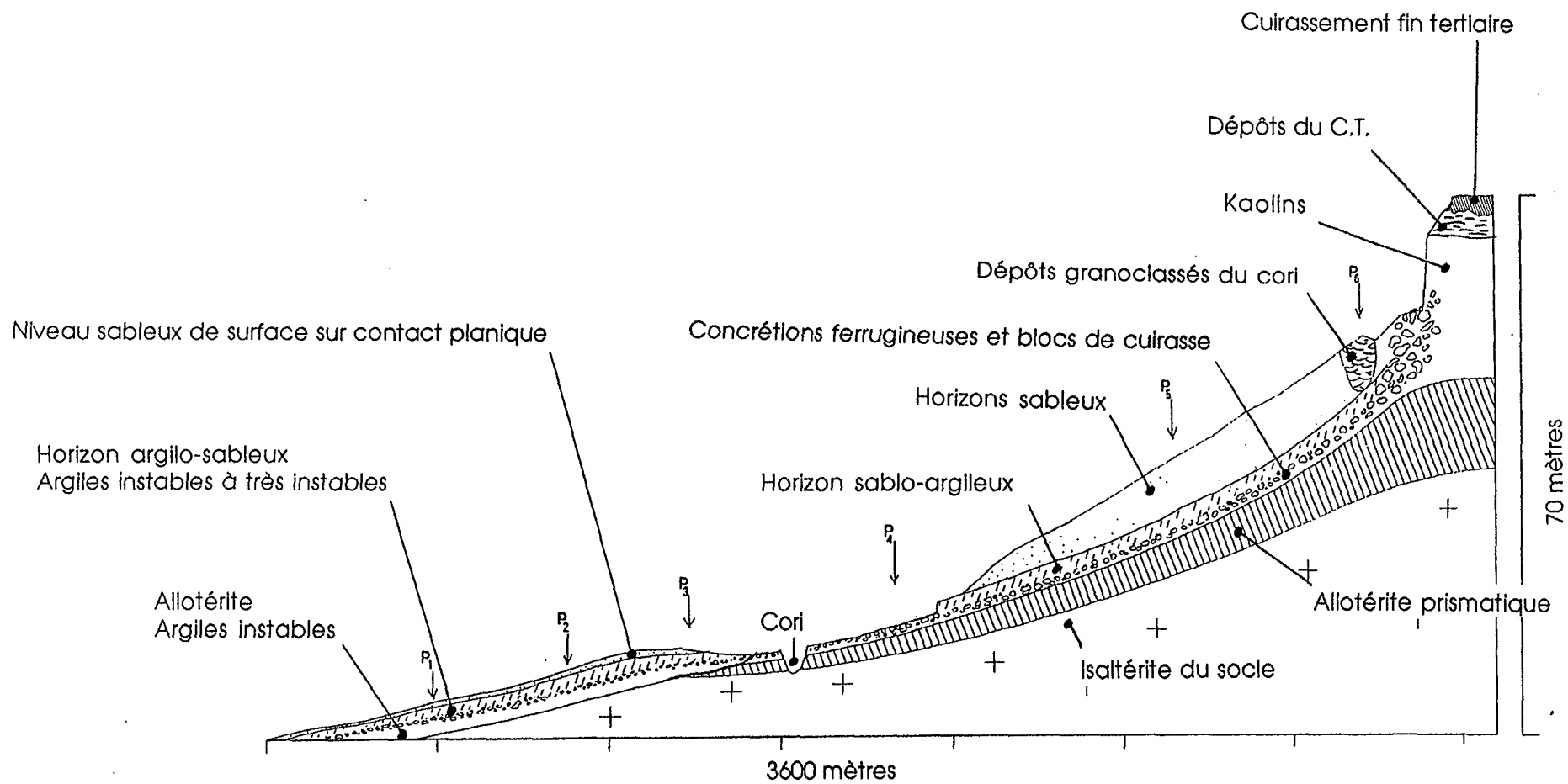
1°) Organisation de la couverture pédologique:

Les caractéristiques morphologiques nous ont permis d'identifier principalement 10 volumes pédologiques et d'établir leur distribution verticale et latérale. A partir de ces distributions, nous avons conçu une séquence de sols (figure n° 22) qui montre l'organisation de la couverture pédologique sur le haut et le bas glacis. En raison de la longueur de la toposéquence, du dénivelé correspondant et de la faible épaisseur des horizons, il n'a pas été possible de conserver une échelle verticale commune pour la topographie et pour les horizons. Cette figure doit s'appréhender davantage comme un schéma construit à partir des observations que comme une reproduction fidèle du milieu. Le versant peut se décomposer en deux systèmes: un système d'amont et un système d'aval.

a - Le système d'amont:

Les plateaux cuirassés correspondent à une butte témoin. A sa base, le matériau passe à une altérite argileuse à structure prismatique présentant de nombreux minéraux primaires peu altérés.

Figure n° 22: Distribution de la couverture pédologique sur la toposéquence de glaciais.



Cette allotérite prismatique gris-bleuté correspond à la base de la couverture pédologique de tout le haut glacis (P6, P5) et de la partie haute du bas glacis (P3). Elle disparaît localement autour de P4. Elle présente des agrégats stables bien que le pH soit élevé. Elle est surmontée d'un horizon gravillonnaire qui va s'amenuisant vers l'aval. Il affleure au niveau du chanfrein du cori qui a marqué son entaille postérieurement à la mise en place des sols.

Le matériel qui surmonte l'horizon gravillonnaire est sableux avec un peu d'argile à sa base. Son évolution vers le bas de séquence est complexe. Deux interprétations sont possibles:

- ☛ Ce niveau légèrement plus argileux s'enrichit en éléments fins et remonte dans le profil vers l'aval de la séquence;

- ☛ Un autre niveau semblable se forme en aval issu du remaniement en arrière de la microfalaie comme cela apparaît sur la figure n° 17.

Du point de vue de l'organisation, ce matériel recoupe l'arène argileuse autour de P3. On passe alors au système d'aval.

b - Le système d'aval:

L'horizon gravillonnaire s'amenuise et devient discontinu. La figure n° 22 indique une discordance entre le matériel sablo-argileux à inclusions de gravillons et l'horizon gravillonnaire amont. Les gravillons se noient dans un matériel finement sablo-argileux qui repose directement sur la frange d'altération de la roche.

Un contact planique à faible profondeur se développe, individualisant un horizon de surface sableux des horizons sablo-argileux. Le pH est élevé en profondeur, le matériel est très instable.

2°) Les échanges entre compartiments:

La toposéquence se caractérise par une faible différenciation latérale à l'exception du passage entre les deux systèmes amont-aval. Ce type d'organisation traduit la faiblesse des échanges latéraux; ceci a fait que peu d'études ont détaillé ce type d'organisations.

L'absence de croûte de ruissellement sur le haut glacis autorise la pénétration de l'eau dans les horizons sableux de surface.

En revanche, la quasi généralisation d'une croûte sur le bas glacis traduit que l'essentiel des précipitations est évacué par le ruissellement et alimente des petites mares ou flaques dispersées sur le bas glacis. Le bas-fond du bassin versant recueille une grande partie de ces eaux de ruissellement. Aujourd'hui, l'aménagement du périmètre irrigué s'est accompagné de la confection d'une colature qui ceinture la zone. Cette colature permet l'élimination des ruissellements vers le cori.

Les mouvements de matière le long de la séquence sont concentrés au niveau de la microfalaie qui ceinture le haut glacis. Le matériel est en partie redéposé à proximité de la microfalaie et en partie éliminé par le cori.

II. TOPOSEQUENCE DE DUNE:

A Description:

Nous avons constaté que les précipitations sont essentiellement évacuées par les ruissellements sur le bas glacis. Les ruissellements rassemblent les eaux dans des flaques ou des petites mares sur le bas glacis et le bas-fond. La dune et le bourrelet de berge apparaissent topographiquement comme les limites ouest à nord du bassin. La première toposéquence étudiée a montré que le plancher argileux était en pente en direction de la dune Nord. La seconde toposéquence concernant la dune vise à vérifier que ces formations constituent une limite de bassin versant dans le sens hydrologique du terme, c'est à dire que tous les écoulements internes et externes à la dune sont bien dirigés vers le centre du bassin versant. BOULET et DE NACIMENTO (1992) ont montré que le plancher des écoulements dans les jupes sableuses peut être incliné à contre topographie. Ceci peut contribuer à l'alimentation de réservoirs en limites ou en dehors des bassins versants.

Cette toposéquence de dune recoupe la première toposéquence étudiée dans son point bas, le profil P1. La localisation géographique de la toposéquence de dune dans le bassin versant est donnée sur la figure n° 11 a et b.

Une fosse a été creusée à chaque extrémité (P1 et P'1), puis un sondage à la tarière a été effectué à proximité immédiate, afin de comparer l'allure de l'échantillon prélevé à la tarière avec le sol en place à la même profondeur dans la fosse. Les deux fosses ont été reliées par quatre nouveaux sondages à la tarière, puis des sondages intermédiaires ont été réalisés pour trouver les limites latérales des horizons. Enfin, une fosse (P'2) a été ouverte dans la zone basse où les prélèvements et l'organisation du terrain ne correspondaient à rien de ce qui avait été observé dans les fosses des extrémités.

La localisation des sondages et des fosses est rapportée sur la coupe (figure n° 25). L'échelle utilisée pour la topographie est la même que celle utilisée pour l'épaisseur des horizons. Ceci permet de ne pas faire apparaître de contre-pentes sur le schéma.

1°) Profil P1

a - description:

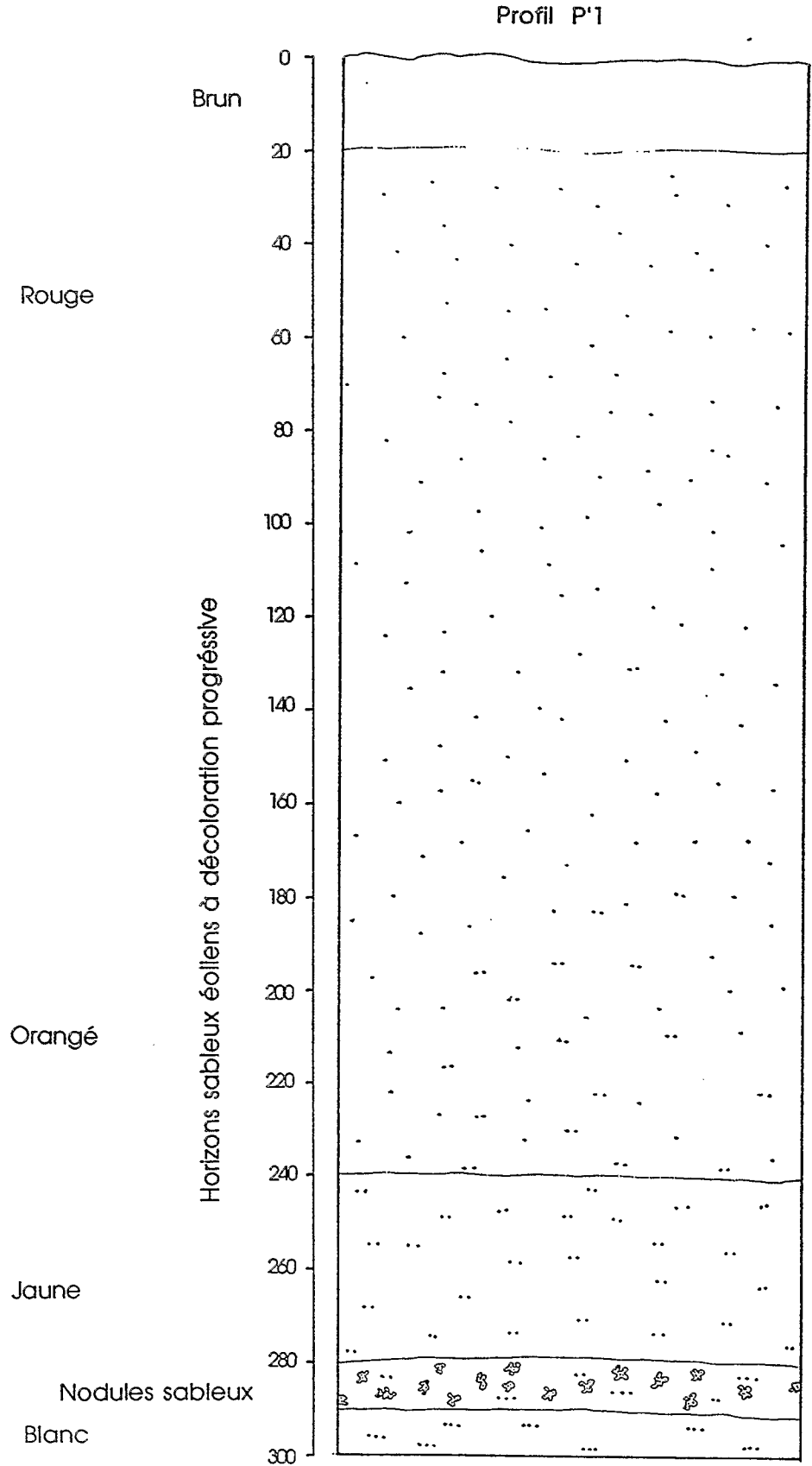
Le profil est situé en haut de la dune, en bordure d'un champ de mil et au pied d'un palmier "Doum".

La description synthétique est présentée dans le tableau n° 7 et sur la figure n° 23.

b - Résumé des caractéristiques du profil:

Le matériel sableux coloré de rouge présente une décoloration progressive mais forte vers la profondeur, décoloration qui s'accompagne d'un matériel encore frais à la fin de la saison sèche. La couleur passe du rouge à l'orangé, puis au jaune et enfin au blanc vers la profondeur. Au sein du sable blanc, on note des petits nodules sableux rouges dans un horizon fin lui même légèrement plus rougeâtre. En profondeur, on retrouve l'horizon gravillonnaire identifié lors de l'étude de la couverture pédologique du glacis.

Figure n° 23:



Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 20	7,5YR 7/6	sableuse	massive	importante interstitielle	racines de mil			régulière
20 - 240	7,5YR 5,5/6 à 10YR 7/6	sableuse	massive	importante interstitielle	racines de "doun"	frais vers le bas		graduelle
240 - 280	10YR 7/6	sableuse	massive	importante interstitielle		frais		régulière diffuse
280 - 290	orangé	sableuse	massive	importante interstitielle		frais, nodules sableux rouges		régulière diffuse
290 - 360	blanc puis rouge clair 7,5YR 7/8	sableuse	massive	importante interstitielle		faible cohésion très frais		régulière diffuse
360 - 400	7,5YR 7/6	sableuse avec un peu d'argile	polyédrique peu nette			présence de minéraux primaires		diffuse
400 - 420	10YR 6/6	sab. arg.	polyédrique irrégulière			concrétions ferrugineuses		nette
420 - 430		matrice sablo arg.				gravillonnaire		

Tableau n° 7: Résumé de description du profil P'1

c - Interprétation:

La partie superficielle du profil est composée de matériel éolien dans lequel on observe une décoloration locale. Cette succession d'horizons présente la morphologie d'un magasin de nappe et de sa frange capillaire. Le toit du magasin est caractéristique. Il comporte les nodules sableux ferruginisés qui surmontent un horizon blanchi lessivé. Le plancher du magasin de nappe est net. Il ne correspond pas à la rencontre avec un matériel plus argileux comme on pourrait s'y attendre, mais au contact entre le sable éolien récent et le matériel gris-brun sablo-argileux.

L'organisation correspondante, suivie par une série de sondages le long de la séquence, traduit une inclinaison du magasin vers l'aval de la séquence. Le plancher remonte sous la dune. Celle-ci correspond donc bien à une limite de bassin versant dans le sens hydrologique, même en ce qui concerne les écoulements internes à la dune.

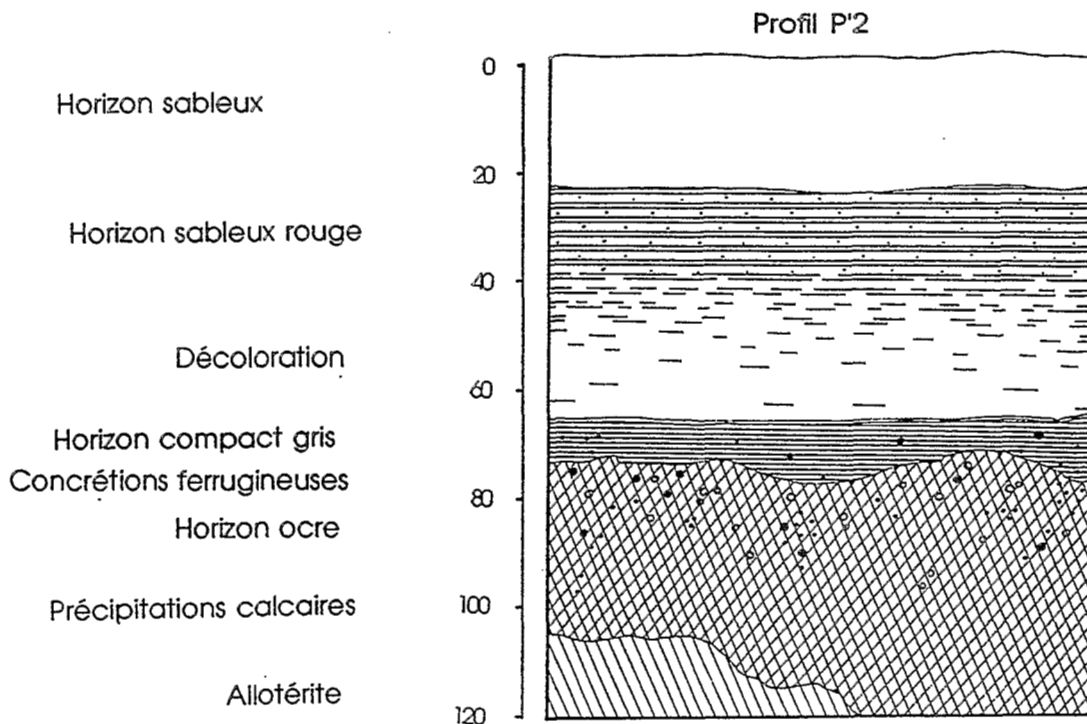
Au Sahel, de tels magasins sont souvent réputés fossiles (absence d'eau libre). Les observations ont été réalisées au mois d'avril, ce qui correspond à la fin de la saison sèche. Le matériel jauni est frais mais le matériel blanchi l'est encore plus. Il est possible que ce magasin fonctionne à la fin de l'hivernage. Aucune observation n'a cependant été réalisée à cette période.

La dune s'est superposée à un glacis dont le matériel présente, au moins dans son sommet, une organisation similaire à celle observée dans l'étude de la première toposéquence. Le matériel sablo-argileux gris brun peut être rapproché de celui de l'horizon surmontant la cuirasse en P5 et P6.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 67	7,5YR 6/6 7,5YR 5/6 7,5YR 5/8 7,5YR 7/8	sableuse	massive à déliée	interstitielle importante		décoloration absence de cohésion dans la partie basse	6,5 à 5,1	très nette contact planique
67 - 75	7,5YR 8/3	argilo- sableuse à argileuse	prismatique grossière s.s. massive	réduite vésiculaire vers le haut		forte cohésion agrégats compacts	8,5	ondulée
75 - 90	gris et ocre dominant 10 YR 7/4 à 7/8	argileuse avec cl. grossiers	polyédrique irrégulière	micro-agrégation dans l'act. faunique tubes de 7 mm de ø	remanie- ments fauniques importants	nodules calcaires concr. ferrugineuses forte dispersabilité	9,3	ondulée
90 - 120	noire et blanche	arène argileuse				veines argileuses	8,4	

Tableau n° 8: Résumé de description du profil P'2.

Figure n° 24.



2°) Le Profil P'2:

a - description:

Ce profil est situé à proximité de la fosse P1 (déjà décrite) en bas de toposéquence. La surface est plane, caractérisée par une croûte d'érosion, en continuité avec celle de la fosse P1.

La description synthétique est présentée dans le tableau n° 8 et sur la figure n° 24.

b - Résumé des caractéristiques du profil:

La fosse P'2, bien que située à faible distance de P1, présente une organisation différente. On observe un horizon sableux plus épais, d'environ 70 cm. Le contact avec un matériel sablo-argileux est très brutal et se fait par l'intermédiaire du blanchiment progressif mais total de l'horizon sableux, qui demeure ferruginisé au dessus.

c - Interprétation:

L'horizon sableux (0 - 67 cm) de P'2 ne peut être rapproché du sable éolien (0 - 240 cm) de P'1 par la présence d'éléments grossiers en quantité notoire (quartz de 2 à 4 mm, minéraux primaires non altérés...).

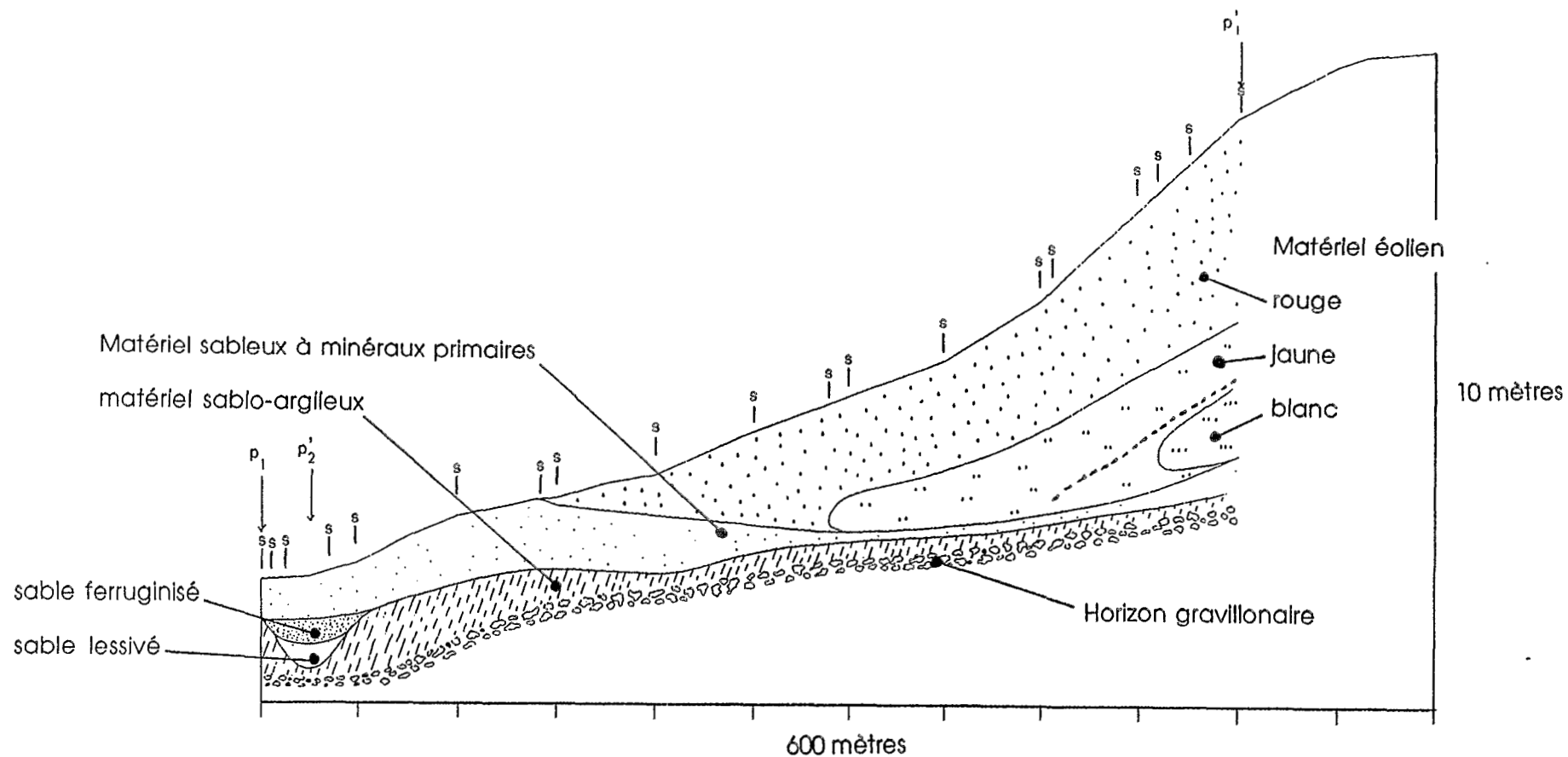
Le profil présente une organisation bien particulière qui traduit un fonctionnement du type planosol. La circulation de l'eau se fait horizontalement au dessus du contact planique. La décoloration d'une épaisseur de sol au dessus du contact planique entre les deux parties du profil est consécutive à la circulation horizontale de l'eau. Le contact planique peut être suivi à l'aide d'une série de sondages à la tarière de part et d'autre de la tranchée P'2. La figure n° 26 illustre le raccordement entre P1 et P'2.

L'approfondissement du contact planique représente une gouttière interne qui ceinture la dune sur une distance d'environ 150 m. Contrairement au magasin de nappe présent dans le matériel dunaire, nous n'avons jamais remarqué la présence d'eau dans ce niveau. La végétation ne traduit pas la présence d'une zone humide. Le lessivage montre que cette gouttière a fonctionné par le passé, mais cela ne semble plus être le cas aujourd'hui.

B Synthèse de la toposéquence de dune:

Le relief n'est pas entièrement composé de matériel éolien (figure n° 25); celui-ci s'observe à 140 mètres en amont de P1. Il repose sur un sable moins coloré, gris brun, d'une épaisseur variable. A la base de ce sable gris brun, on observe comme dans le cas de la toposéquence de glacis, la présence d'un matériel légèrement plus argileux. Au dessous, l'horizon gravillonnaire est continu et empêche notre progression plus en profondeur à la tarière. Le matériel éolien comporte un magasin de nappe actuel dont le plancher est incliné vers le coeur du bassin versant. En aval de la séquence a été repérée une gouttière enterrée, délimitée par l'approfondissement du contact planique. A ce niveau le sol a fonctionné comme un planosol. L'organisation se raccorde en P1 à l'organisation de la séquence de bas glacis par remontée du contact planique. Le matériel sableux de P'2 (0 - 67 cm) semble avoir subi une ferruginisation secondaire au dessus de la zone d'écoulement.

Figure n° 25: Distribution de la couverture pédologique sur la toposéquence de dune.



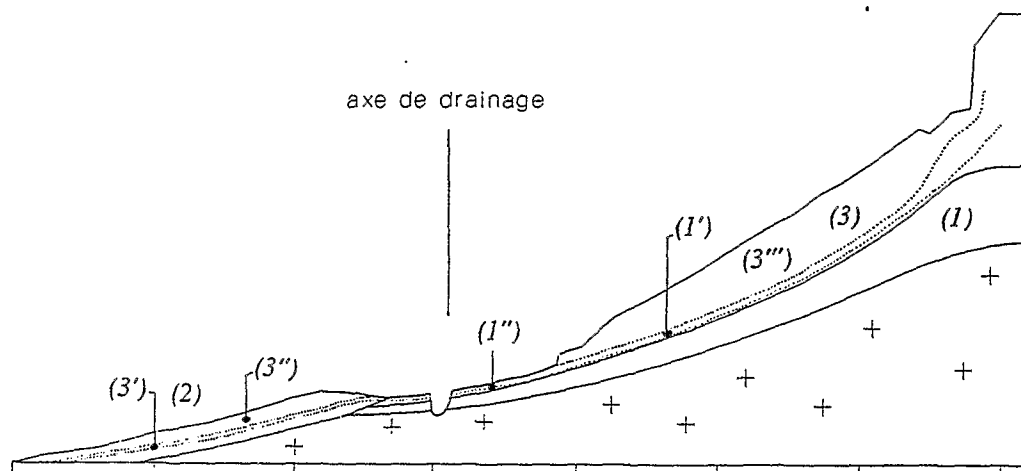
III COMPARAISON AVEC LES SEQUENCES NIGERIENNES CLASSIQUES:

Les deux séquences décrites succinctement dans ce travail peuvent être comparées aux séquences Nigériennes classiques de la partie occidentale du Niger méridional présentées par GAVAUD (1965) et GAVAUD et BOULET (1967) au cours de la cartographie systématique des sols de la région et lors de la synthèse de ces travaux (GAVAUD, 1977).

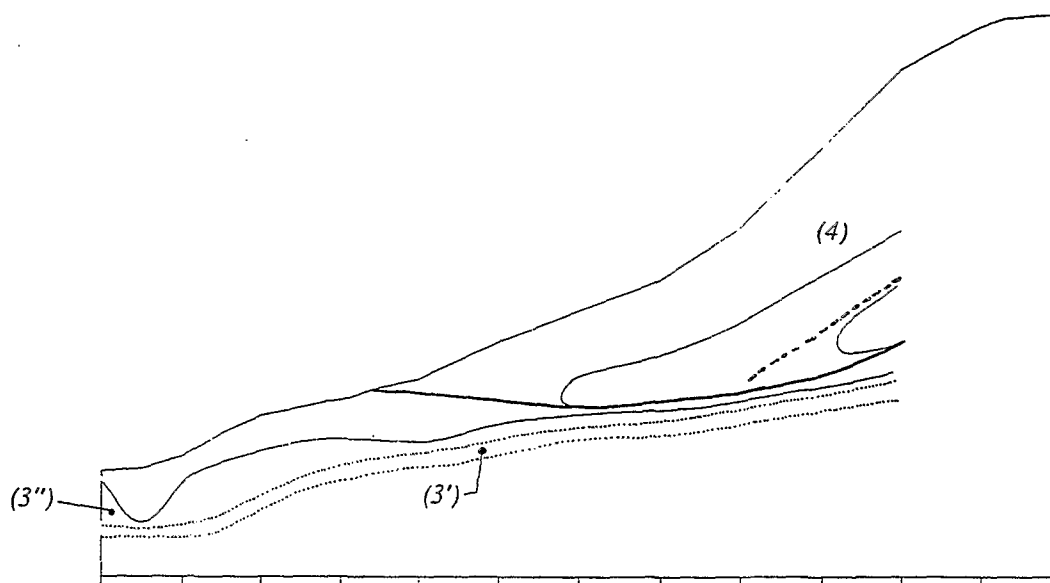
Dans l'ensemble, les observations recoupent bien celles faites régionalement par ces auteurs.

Sur le bassin sud adjacent au bassin versant de LOSSA, on retrouve un niveau cuirassé perché à une altitude inférieure à l'ancienne pénéplaine. Ce niveau est attribué à une première période pédogénétique (Horizon B induré de séquences à sols ferrugineux lessivés). Les versants étudiés portent les traces d'une seconde période pédogénétique (1) sur un modelé encore fonctionnel. *«La ferritisation ne dépasse pas le stade concrétionné (1'). Un horizon graveleux à la base du solum forme une minime terrasse en bas de pente (1'')»*. Cet ensemble est recoupé par *«un glacis argilisé (2) dont les caractères expriment mieux un changement profond de la pédogénèse attribué à une réduction de la pluviosité»*. Ces auteurs soulignent régionalement *«une forte dépendance des sols à l'égard de la roche mère. Les roches plagioclastiques alcalines et calco-alcalines donnent naissance à des séquences à sols ferrugineux, solonetz et vertisols. La fin de cette période débute par une désertification qui tronque les sols et fossilise la base des profils »* sous les dépôts éoliens de l'Erg ancien E1 (3). *«Les horizons grossiers sont remaniés en Regs (3'), localement repris en graviers fluviatiles. Ces derniers sont recouvert d'un remblai de tarissement finement sablo-argileux (3''). Une nouvelle phase pédogénétique reconstitue les sols de bas modelés au dessus des Regs et aboutit à des séquences à sols ferrugineux peu lessivés sur dune et remblais (3'''). Une récurrence désertique interrompt cette pédogénèse et met en place l'Erg récent E2 (4)»*.

La séquence de LOSSA ne suffit pas pour retracer toute l'histoire pédologique mais la synthèse régionale, qui correspond à une interprétation chronologique de faits répartis géographiquement, permet de resituer les fractions de séquences dans les périodes pédogénétiques identifiées dans ce schéma ancien. Nous n'avons pas tenté de mettre en cause ce schéma qui présente plusieurs points sur lesquels on s'interroge, notamment sur la signification et l'extension réelle de ce remblai supérieur 3'' et sur les horizons duncaires très profonds; ce n'est pas là le but de notre recherche. Les différentes phases (x) évoquées sont reportées sur les figures n° 26 a et b en ce qui concerne les séquences de LOSSA.



Toposéquence de glacis



Toposéquence de dune

Figure n° 26: Traces des différentes périodes pédogénétiques (GAVAUD, 1977) sur les séquences de LOSSA.

IV LES PRINCIPAUX TRAITS DES SOLS DE BAS-FOND:

L'étude de la répartition des sols dans le bassin versant a, jusqu'ici, été guidée par la topographie en ce qui concerne les deux séquences décrites. Dans le bas-fond, il apparaît que l'on ne peut plus faire intervenir la topographie du terrain pour cartographier finement la répartition des sols. Une série d'observations a été menée sur la partie nord du périmètre de LOSSA ainsi qu'en limite de ce périmètre. La localisation des observations est reportée sur la figure n° 27. Elles se composent d'observations de profils et de sondages à la tarière.

Toutes ces observations nous ont conduit à distinguer deux grandes familles de sols qui s'opposent par leur caractère alcalin ou non. Nous parlerons de deux pôles:

- ☛ les sols bruns subarides non alcalins (SBS);
- ☛ les sols alcalins (SA).

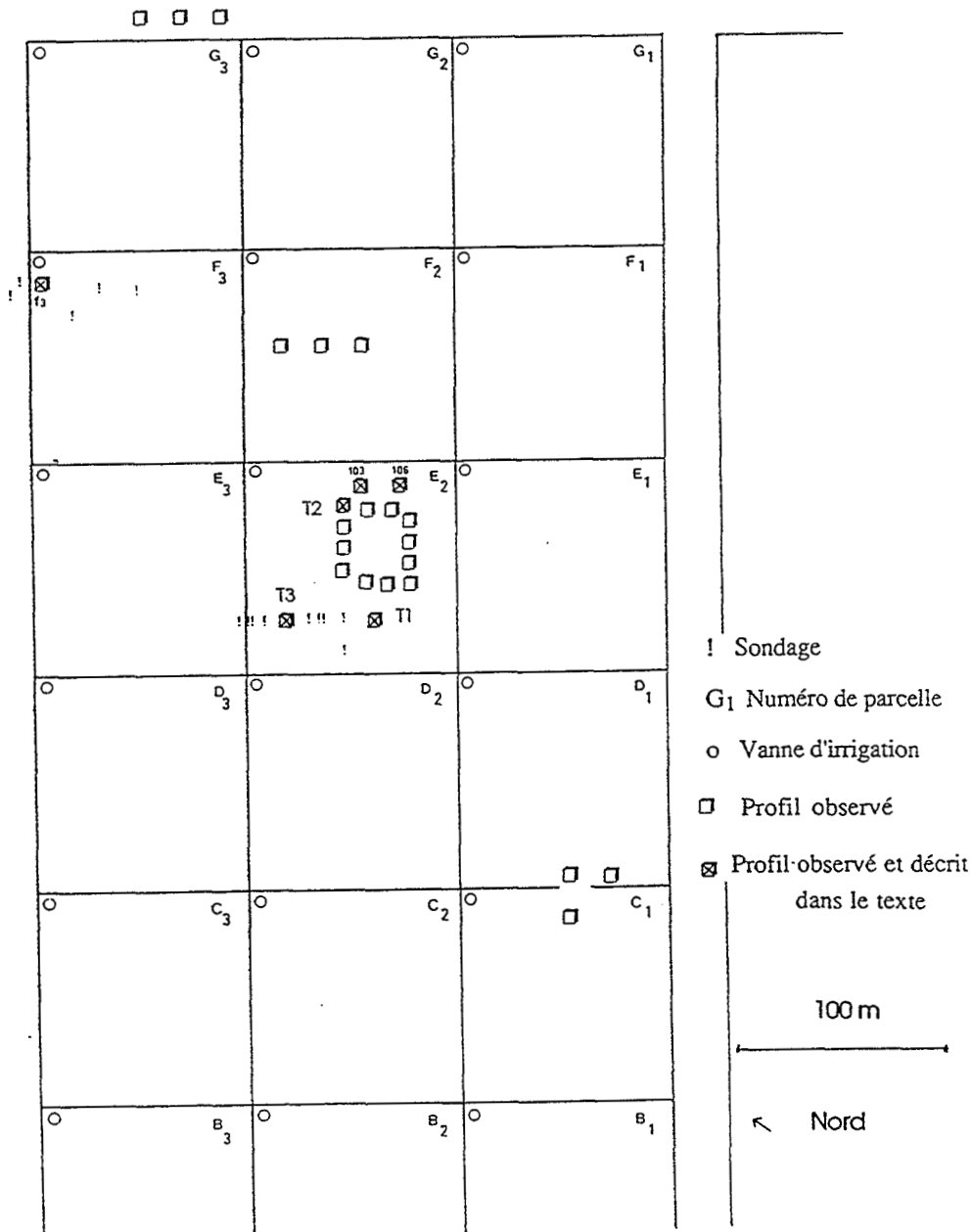


Figure n° 27: Localisation des observations sur le bas-fond

A Les sols alcalins, exemple du profil 103:

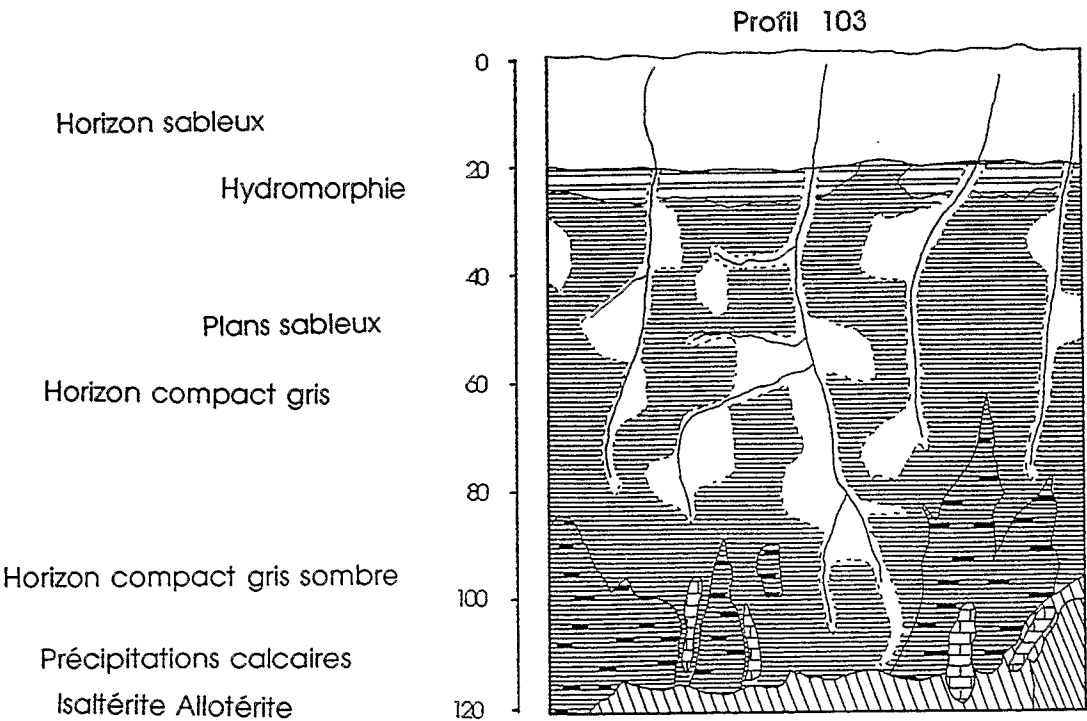
1°) description:

Ce profil a été observé durant une culture de fourrage. Les principales caractéristiques sont résumées dans le tableau n° 9 et sur la figure n° 28.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 20	brun clair 10YR5/6	sableuse	massive	macro-por. Fissur. tubulaire due aux racines de fourrage vésiculaire vers le haut	racinaire (fourrage)		6,9	régulière diffuse
20 - 25	localement rouge	sableuse	massive		racinaire (fourrage)	hydromorphie	7,4	régulière (labour)
25 - 90	gris 10YR 5,5/2 brun 10YR6/5	sablo-argileuse localement sableuse	prismatique grossière s.s. massive	porosité fissurale et interstitielle au coeur des plans sableux	forte activ. racinaire dans les plans sableux + act. faunique	développement de plans sableux épais verticaux	8,9 à 9,1	irrégulière
90 - 115	gris sombre 10YR5,5/2 et ocre	sabl. arg. à Arg. sabl.	polyédrique anguleuse irrégulière	micro agrégation dans l'act. faunique	activité faunique importante.	concrétions ferrugineuses	9,3 à 9,5	irrégulière
115 et +	noir et blanc matrice grise	arène argileuse				volumes calcaires pulvérulents	6,9 à 9,3	

Tableau n° 9: Résumé de description du profil 103

Figure n° 28



2°) Caractéristiques générales

Ce profil se compose de la succession verticale des volumes suivant: isaltérite, allotérite, puis d'horizons argilo-sableux à sablo-argileux, passant à un matériel sableux en surface. On observe la présence de plans sableux verticaux de composition assez semblable à l'horizon de surface. Les quantités de calcaire sont importantes presque jusqu'en surface et la dispersion des éléments fins traduit une forte instabilité des agrégats. La structuration est en général assez grossière surtout prismatique et polyédrique dans l'allotérite.

B Les sols bruns subarides: exemple de la tranchée T1:

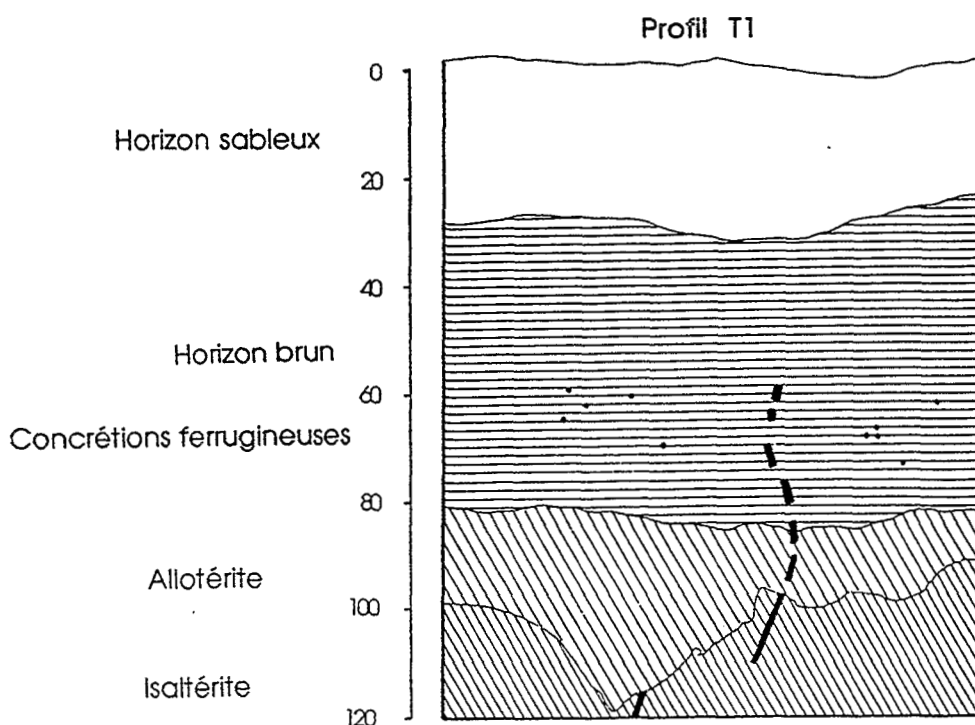
1°) description:

Les caractéristiques de ce profil sont présentées dans le tableau n° 10 et sur la figure n° 29.

Prof. (cm)	Couleur	texture	structure	porosité	activ. biologique	signe partic.	pH	Limite
0 - 25	7,5 YR 4/6	sableuse à sablo-arg.	massive	tubulaire fine interstitielle vésiculaire vers le haut			6,1	nette et ondulée
25 - 80	7,5 YR 4,5 à 4/6 10 YR 4,5 à 4/6	argilo-sabl. à sablo-arg.	polyédrique 2 - 3 cm	tubulaire intra-agrégats fissurale	racine dans la porosité fissurale	faible dispersabilité des argiles présence d'un filon de Quartz discontinu	6,2 à 7,9	irrégulière ondulée
80 - 100	10 YR 4/4 à 5/4	argilo-sabl. à sablo-arg.	polyédrique peu nette	tubulaire fine importante et fissurale	racines très fines	calcaire en pseudomycélium et septarias rares et friables	7,5	irrégulière ondulée
100 - 120	noir et blanc						6,1	

Tableau n° 10: Résumé de description du profil T1.

Figure n° 29.



2°) Caractéristiques générales

L'organisation des horizons est proche de celle du profil précédent. On observe la succession verticale isaltérite, allotérite, puis des horizons sablo-argileux ou argilo-sableux à faibles contrastes. Les teneurs en argile diminuent en surface.

Le profil se distingue par une structure polyédrique bien plus fine que dans le cas précédent. Elle est soulignée par une porosité importante. Le matériel semble assez stable en présence d'eau. Les teneurs en calcaire sont assez faibles et le pH est neutre à faiblement alcalin en profondeur et acide en surface. On note l'absence de plans sableux.

V CARTOGRAPHIE DES SOLS DU BASSIN VERSANT:

Les unités de sol qui ont été décelées au cours de l'étude des deux toposéquences ont été replacées dans l'ensemble du bassin versant (figure n° 30). La généralisation a été possible par l'appui des photographies aériennes et par des vérifications sur le terrain. Parmi les unités de sol, on note:

- ☛ 1 les sols ferrugineux tropicaux évolués par la présence de magasins de nappe dans les sables éoliens récents;
- ☛ 2 les sols ferrugineux tropicaux lessivés;
- ☛ 3 les sols bruns à contact planique alcalins en profondeur;
- ☛ 4 les sols gravillonnaires rouges sur altérite;
- ☛ 5 les sols d'alluvions récentes;
- ☛ 6 les associations de sols alcalins et de sols bruns subarides.

Les unités de sol recoupent la morphologie du bassin versant.

- Unités 1 et 2 sur le haut glacis, sur la dune et le bourrelet de berge.
- Unités 3 et 6 sur le bas glacis et le bas-fond.
- Unités 4 et 5 associées au cori.

VI CONCLUSION: APPORTS DE CETTE ETUDE A LA CONNAISSANCE DES SOLS DE BAS-FOND:

A Aspects positifs

L'ensemble du bassin versant présente un horizon d'altération de la roche mère alcalin. Cependant, l'augmentation du pH de ces horizons ne s'accompagne pas toujours d'une forte dispersabilité des éléments fins. L'allotérite prismatique gris-bleuté présente sur tout le haut-glacis et même sur la partie haute du bas-glacis est stable en présence d'eau. Sa structure n'est pas massive mais prismatique et parfois plus finement polyédrique. A mi-versant, son organisation est recoupée par un matériel plus jeune développé à partir de l'altération du socle en milieu subaride. Le matériel de couleur gris et ocre est alcalin et se disperse en présence d'eau. Sur le bas glacis, il se cantonne en profondeur (<50 cm). Dans le bas-fond, cet horizon compact peut se prolonger vers le haut du profil par un matériel gris présentant un comportement, une texture et une structure similaires. Les sols de bas-fond diffèrent des sols de bas de séquence étudiés par la répartition du caractère alcalin. Celui-ci peut intéresser tout le profil (casier 103) ou disparaître jusqu'en profondeur (T1) alors que le bas glacis présente de manière assez homogène des sols à contact planique alcalins en profondeur. La compréhension de la genèse des sols alcalins passe par la compréhension de la redistribution de l'alcalinisation dans les profils.

L'étude géomorphologique nous enseigne que les sols de bas-fond se sont développés dans des milieux contrastés qui pouvaient être localement des milieux bien plus humides que le reste de la toposéquence (présence de petites mares).

1 Km

↑ Nord

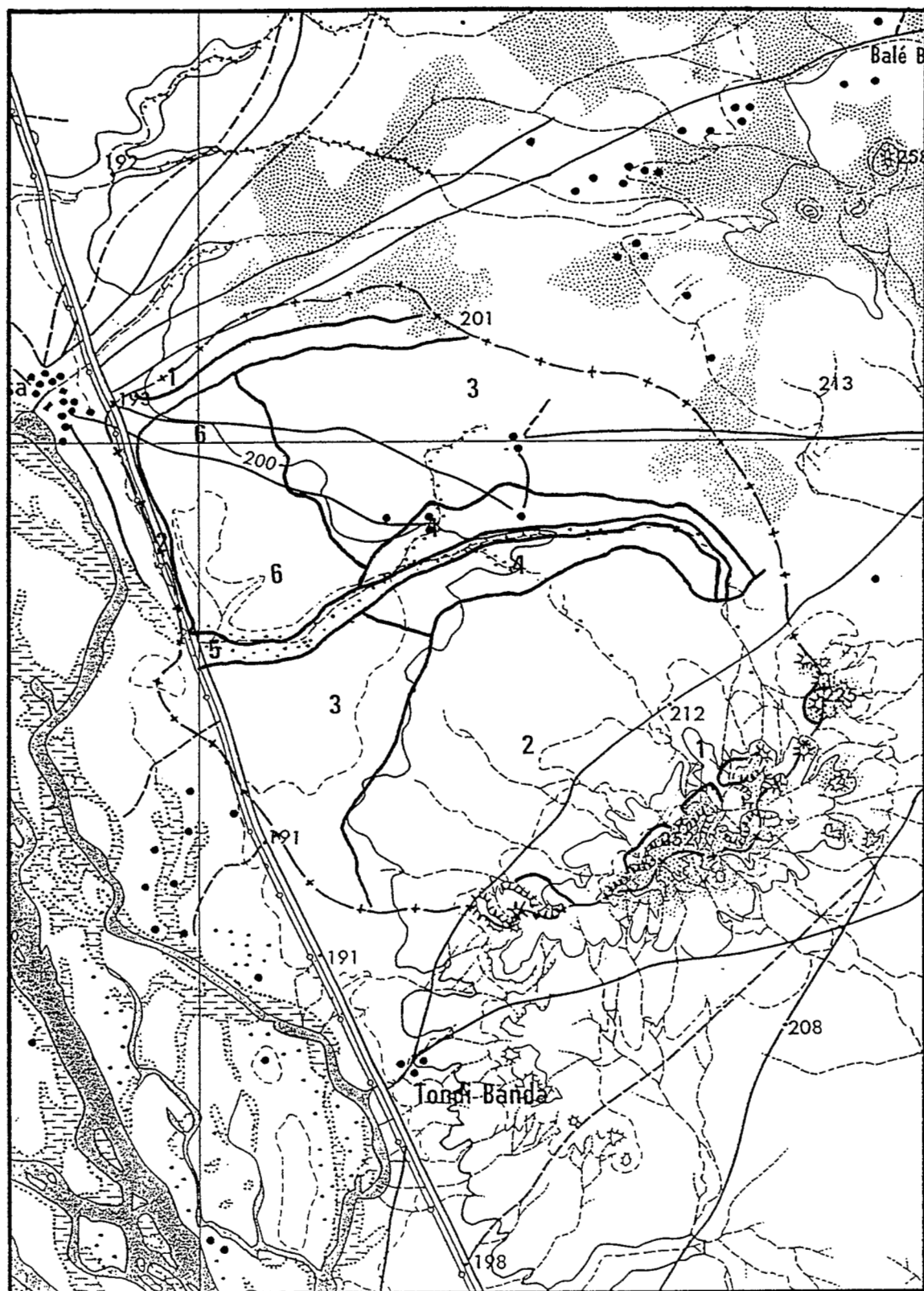


Figure n° 30: Carte des sols du bassin versant

B Les limites:

La topographie a été jusqu'à là utilisée pour rendre compte de la variabilité dans la distribution de la couverture pédologique du bassin versant. Ce caractère apparaît en revanche insuffisant pour rendre compte de la variabilité dans la répartition des sols de bas-fond, à la fois en ce qui concerne leur origine que les conséquences, notamment agronomiques.

Il apparaît nécessaire de recourir à des outils autres que l'étude des organisations suivant une séquence pour pouvoir comprendre:

- ☞ les modalités de passage entre les unités 3 et 6;
 - ☞ le jeu entre SA et SBS au sein de l'unité 6;
- et effectuer une cartographie pertinente des sols de bas-fond.

SECONDE PARTIE

ETUDE DETAILLEE DES SOLS DE BAS-FOND

Les bas-fonds du bassin versant, où a été aménagé le périmètre irrigué, présentent une forte variabilité dans la répartition des sols (SA/SBS). La compréhension du fonctionnement des sols de bas-fond est cependant un préalable indispensable à leur exploitation. L'objectif de cette étude est multiple: dans un premier temps, il s'agit de réaliser une cartographie fine de la répartition des sols de bas-fond, puis de caractériser le fonctionnement actuel de ces sols, et de prévoir leur évolution, principalement géochimique. Les résultats seront ensuite rassemblés pour proposer un modèle de formation de ces sols.

La démarche cartographique adoptée comporte trois étapes. Nous avons réalisé un inventaire des différents types de sols présents dans le bas-fond, ainsi que des principales variations qu'ils présentent. La seconde étape consiste à déterminer un indicateur représentatif et pertinent de chaque type de sol rencontré, de mesure facile et rapide. Une parcelle de 1 ha du périmètre de LOSSA a servi de support à ce travail. Enfin, la cartographie des sols d'une partie du bas-fond a été effectuée par le biais de cet indicateur.

I. ÉTUDE TYPOLOGIQUE DES SOLS DE BAS-FOND:

L'ensemble des observations réalisées sur le bas-fond (figure n° 27) montre que, outre la présence de sols planiques alcalins en profondeur, semblables à ceux décrits sur le bas glacis (toposéquence de glacis), on observe des sols alcalins jusqu'en surface ainsi que des sols bruns subarides non alcalins.

A partir des observations menées sur la partie nord du périmètre, il est possible de résumer les principales variations qui gravitent autour du "pôle alcalin" (SA, profil 103) ou du "pôle non alcalin" (SBS, profil T1).

A Variations autour du pôle alcalin:

1°) Le développement des plans sableux:

a - Profil F3:

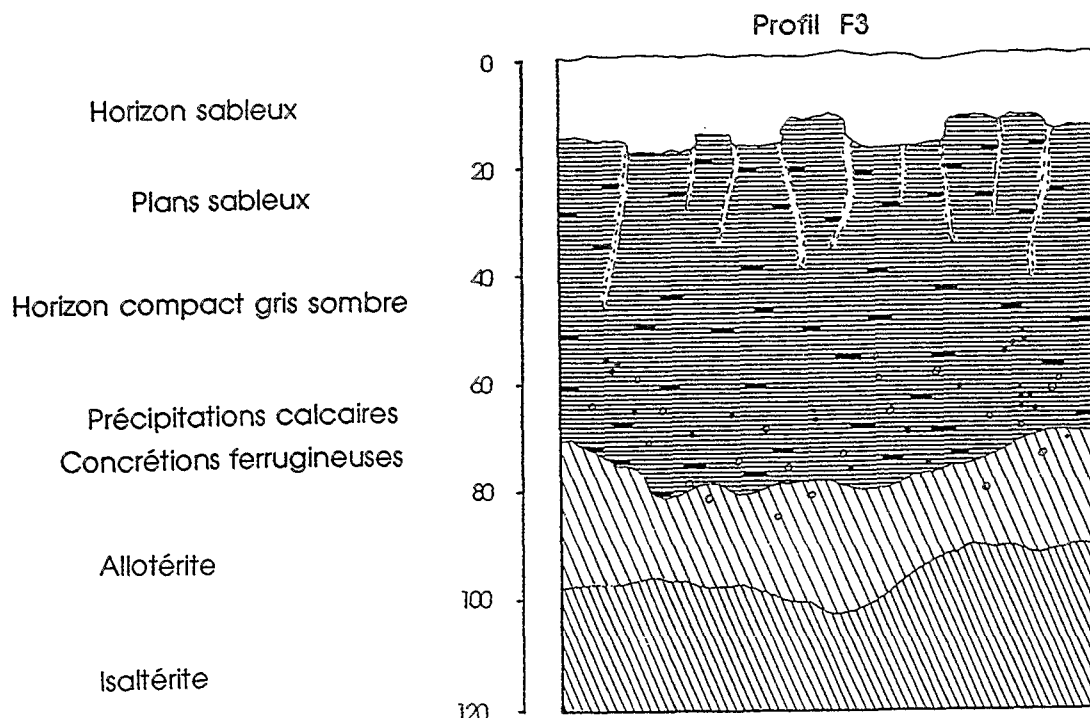


Figure n° 31: Profil F3

Le profil F3 présente deux parties bien distinctes séparées par un contact net qui définit des prismes légèrement arrondis sur les sommets (figure n° 31). Ces prismes (voire ces colonnettes) sont séparés par des plans sableux similaires à ceux décrits sur le profil 103. La seule distinction est le développement bien moindre de ces plans sableux qui ne descendent guère à plus de 40 cm de profondeur. Ils apparaissent cependant plus resserrés que dans le cas du profil 103; leur espacement est d'environ 15 cm.

Les autres caractéristiques du profil sont assez semblables, à l'exception de la couleur de la matrice argilo-sableuse qui est légèrement plus sombre. La description est reportée en Annexe.

b - Profil 106:

A l'inverse du profil F3, le profil 106 présente un développement extrême des plans sableux (figure n° 32). Ils peuvent atteindre une épaisseur de 14 cm! En profondeur, ils atteignent presque l'altérite à structure conservée. Le coeur du plan sableux est très souvent siège de l'ouverture d'une fente de retrait. Celle-ci se prolonge dans l'horizon sableux presque jusqu'en surface. La description est reportée en annexe.

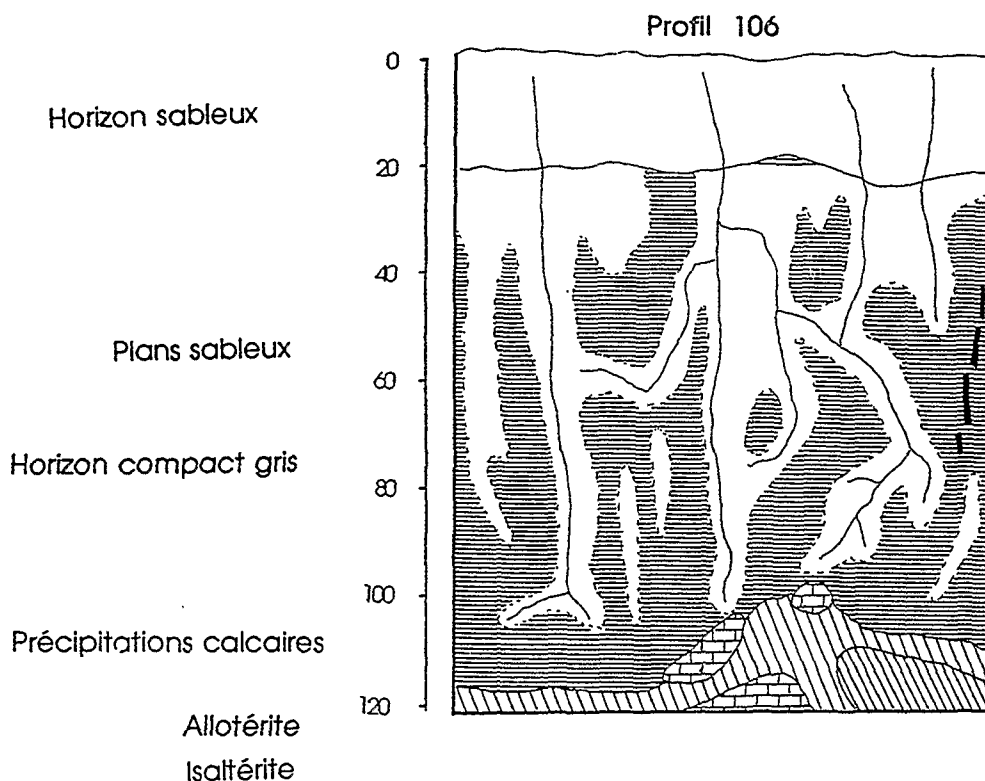


Figure n° 32: Profil P6

c - Origine des plans sableux:

Deux hypothèses peuvent être avancées concernant l'origine de ces plans sableux.

➤ Ils peuvent être provoqués par une descente de sables de l'horizon supérieur lors de l'arrivée d'eau dans la fente de retrait (allochtonie du matériel sableux). Il s'agirait alors d'une accumulation absolue de sable.

➤ La seconde hypothèse suppose qu'ils résulteraient du départ d'argile dans certaines zones du fait d'une circulation d'eau préférentielle (autochtonie du matériel sableux). On assisterait donc à un phénomène d'accumulation relative de sable par départ des éléments fins.

Pour tester ces hypothèses, nous avons étudié le contact entre ces structures sableuses et le matériel sablo-argileux des prismes:

- ☛ Ce contact apparaît légèrement diffus.
- ☛ La granulométrie comparée des deux zones révèle que la différence porte sur les teneurs en argile et en limons fins (tableau n° 11); la granulométrie des sables est comparable. Le milieu est homogène du point de vue du spectre granulométrique du squelette.
- ☛ Le niveau de concrétions ferrugineuses en continuité avec celui décrit sur les toposéquences se prolonge sur les bords des plans sableux.

Ces trois observations appuient la seconde hypothèse et l'autochtonie du sable. Ces plans sableux qui se développent au travers des sols alcalins correspondent à des squelettanes (FAIVRE, 1988) consécutifs au départ des éléments fins.

La quantification de ce phénomène peut se faire par un indice de différenciation textural (IDTh) (BAIZE, 1983). Nous utiliserons cet indice à titre indicatif sans préjuger des causes responsables de l'écart textural observé:

$$IDTh = \frac{\text{argile de l'horizon considéré}}{\text{argile de l'horizon superficiel le plus pauvre en argile}}$$

Pour les deux analyses effectuées sur les squelettanes et les prismes directement en contact, on obtient les valeurs de:

$$\frac{203}{95} = 2,14 \quad \text{et} \quad \frac{192}{82} = 2,34$$

L'indice IDT a été utilisé par FAIVRE (1988) et rapproché de l'intensité morphologique du caractère de planosolisation des sols colombiens. Cet auteur signale qu'il n'y a pas de relation étroite entre l'intensité du phénomène observable sur le terrain (contraste de texture, traits morphologiques) et les valeurs de l'IDT correspondantes. Les valeurs de l'IDT obtenues sur les profils de LOSSA où les modifications morphologiques sont nettes traduisent un changement textural notoire mais ne sont que moyennement élevées.

fraction	squelettane 1	prisme 1	squelettane 2	prisme 2
<2μ	9.5	20.3	8.2	19.2
2μ<x<20μ	8.6	7	8	8.3
20μ<x<50μ	3.9	3.2	6.3	4.1
50μ<x<100μ	11.2	10.6	11	10.2
100μ<x<200μ	21.6	18	21.5	19.1
200μ<x<500μ	22.6	20.4	24	17.8
500μ<x<1mm	12.4	11.2	12.5	13
1mm<x<2mm	10.2	9.3	8.5	8.3

Tableau n° 11: Granulométrie de deux plans sableux et du prisme en contact.

2°) Les dépôts de matière organique dans le profil:

Parmi les observations que l'on a pu faire sur les sols de bas-fond il convient d'ajouter une caractéristique de la tranchée T2 ouverte à proximité du casier 103 (figure n° 33).

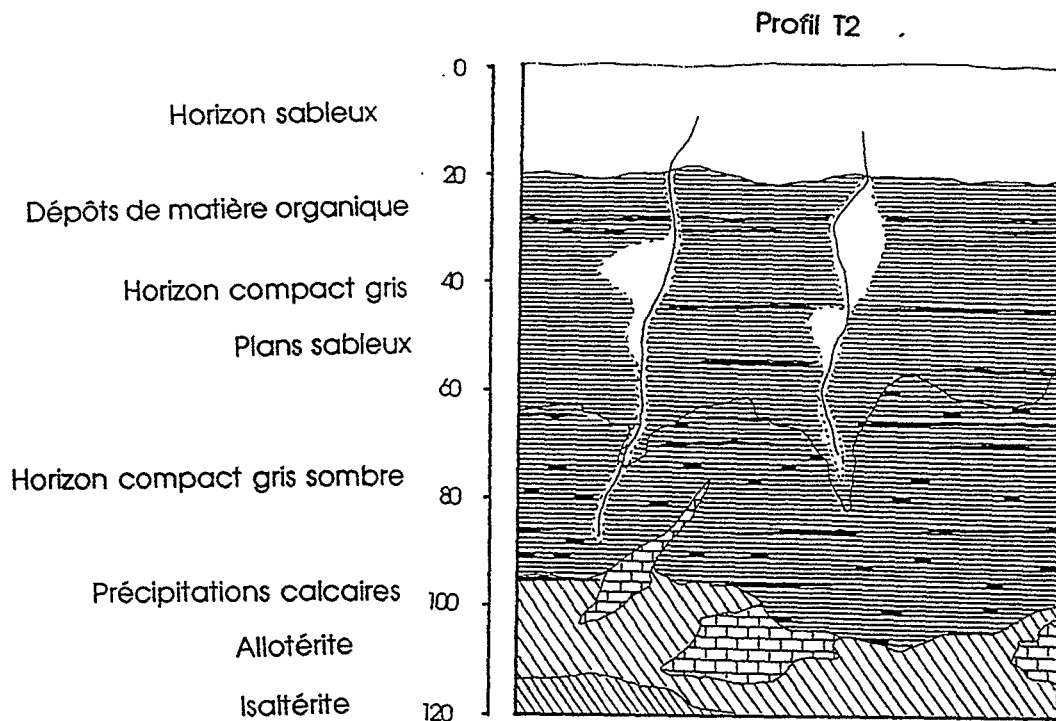


Figure n° 33: Profil T2

La distribution des horizons est similaire à celle qui a été décrite pour le casier 103. Par dessus cette répartition, on observe des plans horizontaux de couleur noire de quelques millimètres d'épaisseur. Ces plans horizontaux présentent une structuration plus fine (sur quelques millimètres) qui, au sein de la structure massive généralement observée dans le profil, commande un débit horizontal en prismes. Ces figures ont été observées aux profondeurs de 27, 30, 45, 55, 65, 72, 85 et 95 cm. Ce matériel noir présente une effervescence à l'eau oxygénée.

Le test à l'eau oxygénée sur les fragments noirs montre qu'il s'agit de matière organique. A la loupe binoculaire, les traces noires correspondent à des amas de sphérules reposant souvent sur des tissus végétaux.

Les plans réguliers horizontaux semblent traduire un niveau d'eau dans le sol (nappe). Il indique vraisemblablement une remontée de matière organique (mobile en milieu alcalin) et un dépôt au sommet d'une nappe. Ces niveaux de battement de nappe s'observent jusque dans l'altérite à structure pétrographique perturbée.

B Variations autour du pôle brun subaride:

Les sols bruns subarides sont de morphologie sensiblement constante. On observe cependant que certains profils sont légèrement plus alcalins en profondeur mais sans que la structuration ne devienne plus grossière.

Les sols de bas de séquence observés sur le glacia évoluent par diminution du contraste planique et diminution de l'alcalinisation en profondeur. Ainsi, les sols à contact planique (SCP) et les sols bruns subarides (SBS) évoluent vers un profil commun. Cette observation permet de faire la jonction entre l'étude topographique précédente avec l'étude typologique sur le bas-fond.

C Conclusion schématique de la variabilité des sols de bas-fond:

Parmi les sols de bas-fond on observe donc trois types de sol:

- ☛ Les sols à contact planique alcalins en profondeur (SCP).
- ☛ Les sols bruns subarides non alcalins (SBS).
- ☛ Les sols alcalins (SA).

Les sols bruns subarides sont de morphologie constante. Localement on observe une alcalinisation légèrement plus forte en profondeur. Les différents types de sols à contact planique alcalins en profondeur se distinguent par:

- ☛ Le niveau variable du contact planique (P1, P2, P'2)
- ☛ L'intensité du contraste au niveau du contact planique.
- ☛ L'intensité de l'alcalinisation de profondeur.

Les sols alcalins évoluent spatialement par:

- ☛ Un développement plus ou moins marqué des squelettanes (F3, 103, 106).
- ☛ Une redistribution locale de la matière organique dans le profil.
- ☛ Une couleur de la matrice de l'horizon compact plus ou moins foncée.
- ☛ Une alcalinisation de l'horizon sableux de surface.

La typologie des sols de bas-fond peut être résumée par le schéma de la figure n° 34. Les deux premières catégories (SCP et SBS) présentent une évolution vers un profil commun. Ceci traduit une limite diffuse entre les deux types de sol. En revanche, les variations autour du pôle alcalin ne traduisent d'évolution ni vers les sols bruns subarides non alcalins, ni vers les sols planiques alcalins en profondeur. On doit s'attendre à une transition rapide entre les sols de type alcalin et les deux autres unités de sol, sous réserve que ce contact existe.

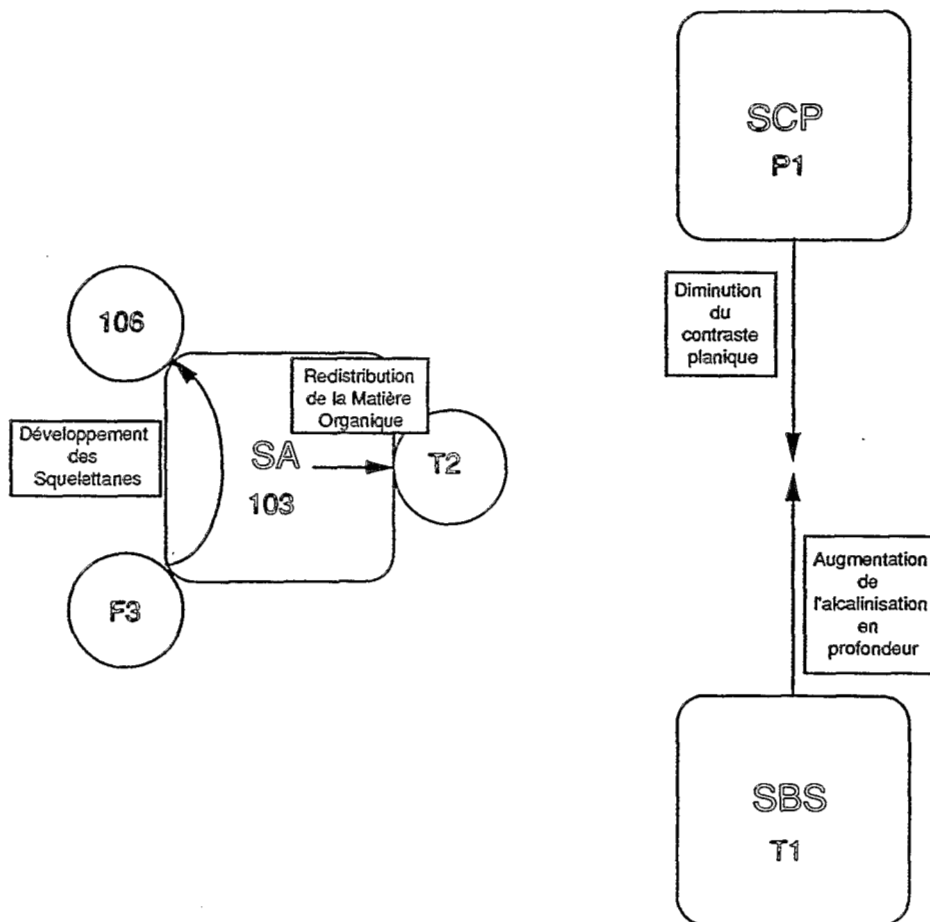


figure n° 34: Schéma de distribution des sols de bas-fond.

II. ETUDE ANALYTIQUE DES SOLS DE BAS-FOND:

L'étude préliminaire de la typologie des sols sur le périmètre de LOSSA a montré que la qualité du sol n'était pas directement appréciable depuis la surface. Ces zones ne se reconnaissent pas toujours d'emblée, par leur végétation, par leur couleur, etc.

Dans le but de mieux comprendre la distribution des unités SCP, SBS et SA sur le bas-fond, il convient de déterminer des variables, d'une part facilement mesurables ou accessibles, et d'autre part représentatives du sol en un point donné, pour cartographier la répartition des sols sur le périmètre qui occupe le bas-fond.

□ Le travail a été mené à **deux échelles spatiales**: en premier lieu, la parcelle E2 (localisation sur la figure n° 27) a servi de support. Cette parcelle de 1 hectare a reçu par la suite les expérimentations de culture de fourrage, ce qui a permis de réaliser à la fois l'étude de la distribution des sols et la caractérisation initiale de la parcelle expérimentale.

Les résultats obtenus sur cette parcelle ont par la suite été étendus à 15 hectares du périmètre représentant la majeure partie du bas-fond étudié.

□ Le travail a débuté par des mesures chimiques de profondeur: le pH et la conductivité électrique. Le prélèvement des échantillons à la tarière a montré qu'il existait une forte variabilité spatiale dans la compacité du terrain. Nous avons alors envisagé des mesures de résistance à la pénétration et tenté des mesures de conductivité hydraulique à saturation. Faute de temps, la parcelle a été labourée pour préparer la culture. Le labour a dévoilé d'une part des couleurs du sol différentes suivant les zones et d'autre part de fortes variations dans la dureté de la croûte développée. Ces mesures de surface ont alors été envisagées. Enfin, avant planage des casiers de culture, nous avons relevé la topographie initiale de la parcelle. Les mesures de profondeur de l'altérite et de granulométrie des horizons profonds ont été abandonnées en cours de manipulation à cause de la trop forte cohésion du terrain.

Les variables peuvent être réparties en différentes classes: il y a des variables intrinsèques au sol telles que la couleur du sol en surface, la profondeur de l'altérite, la granulométrie des horizons profonds...La seconde classe regroupe des variables de comportement du sol comme la résistance à la pénétration, la dureté de l'état de surface, l'infiltration de l'eau dans le sol...Il faut considérer à part la topographie du terrain qui doit s'appréhender comme une variable externe du type "paysagique". Enfin, certaines variables mesurées posent des problèmes dans le sens où ce sont des variables intrinsèques mais qui sont sujettes à de fortes modifications sous l'action d'agents extérieurs: il s'agit du pH et de la conductivité électrique. Ces deux variables peuvent en effet subir des variations saisonnières en fonction, par exemple, de la migration verticale du front salin ou des modifications de pression partielle de CO₂ dans le sol.

A. Modes d'acquisition des données:

1°) Le pH

Le pH a été mesuré sur le terrain sur des échantillons portés à l'état de pâte saturée.

Les échantillons ont été prélevés à une profondeur de 40 centimètres (39-41 cm environ) par des sondages à la tarière. Ils ont été mélangés progressivement à de l'eau distillée à l'aide d'une pissette pour atteindre l'état de saturation. Il était souvent nécessaire d'écraser les échantillons, l'eau ne pénétrant pas au sein des agrégats. Une fois la poudre de sol réalisée, l'état de saturation a toujours été estimé de la même manière, en l'occurrence par l'apparition d'une petite flaque à la surface de l'échantillon lorsque l'on arrête l'agitation. Sous cette condition, la fourchette des rapports pondéraux sol/liquide variait de 1,31 à 0,93.

Après 10 minutes d'agitation, l'électrode du pH-mètre a été plongée dans la pâte, la lecture se faisant directement sur l'appareil.

L'agitation de l'échantillon favorise l'équilibre entre la solution du sol et la phase solide et la stabilisation du pH comme cela est présenté sur la figure n° 35. Elle permet également la stabilisation de la conductivité électrique de la solution.

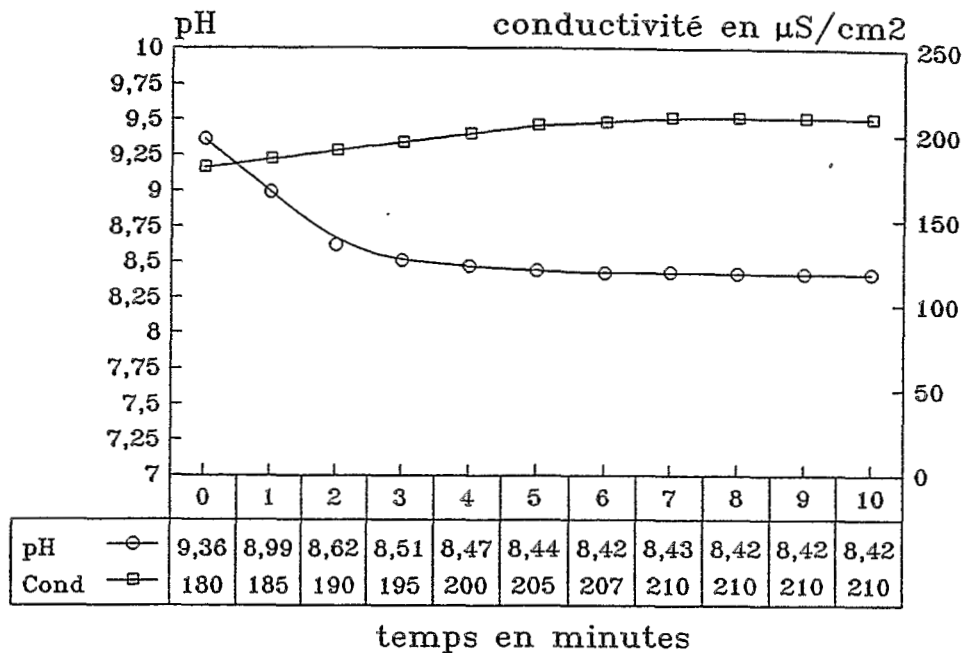


Figure n° 35: Evolution du pH et de la conductivité électrique sur pâte saturée agitée.

2°) La conductivité électrique

Les mêmes échantillons ont servi dans les mêmes conditions à des mesures de conductivité électrique. Ces mesures ont été réalisées à la suite des déterminations de pH dans les pâtes saturées à l'aide d'un conductimètre analogique de terrain.

Cinq répétitions ont été réalisées pour chaque échantillon. Les variations entre ces répétitions étaient faibles (maximum 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et la valeur la plus proche de la moyenne a été notée.

3°) Les mesures d'infiltration:

De nombreuses techniques existent pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation sur le terrain. L'absence de nappe à faible profondeur nous a orienté vers des mesures selon la méthode de BOUMA (1982) basée sur le taux d'infiltration.

De nombreux auteurs ont constaté l'augmentation de la variabilité de la valeur de K_{sat} avec la diminution du volume de l'échantillon (ANDERSON et BOUMA, 1973, LAUREN *et al.*, 1988). Ces observations ont conduit au concept de Volume Élémentaire Représentatif (V.E.R.). Ceci est particulièrement vrai si l'on considère la mesure de K_{sat} par horizon, mais demeure valable dans le cas de mesures sur un profil.

La présence d'un horizon argileux à structure prismatique à faible profondeur augmente considérablement le V.E.R.. Les mesures d'infiltration ont été menées selon la méthode des doubles anneaux de Muntz (AUDRY, 1973) qui permet de prendre en compte un volume de sol plus important. Elles ont été réalisées au mois de septembre, à la fin de la saison pluvieuse, mais après environ 20 jours sans pluie et marqués par une température élevée pour la saison.

Les sols étaient fissurés en surface et les premières mesures donnaient des résultats très variables en fonction de la localisation des anneaux. Nous avons donc décidé de ne pas retarder la préparation de la parcelle pour la mise en culture.

La parcelle a été pré-irriguée par submersion afin de pouvoir travailler le sol. Après ressuyage de la parcelle labours et hersage, nous sommes revenus sur le terrain pour recommencer les mesures dans ces nouvelles conditions. La pré-irrigation avait permis la fermeture des fentes de retrait et le travail du sol avait créé un état de surface sensiblement uniforme sur la parcelle. Les conditions pour des mesures comparatives d'un point à un autre avaient donc été améliorées.

Les anneaux utilisés étaient en tôle d'acier, de fabrication locale, maintenus solidaires par 4 entretoises. Le diamètre de l'anneau extérieur était de 100 cm et celui de l'anneau intérieur de 50 cm. Les anneaux ont été enfoncés au maillet sur 5 à 7 cm et placés à l'horizontale à l'aide d'un niveau à bulle. La mise en charge s'est effectuée le plus rapidement possible. Le niveau a été maintenu à 5 cm et suivi pendant 30 minutes. La recharge se faisait manuellement à l'aide de réservoirs à disposition.

Après plusieurs minutes, durée variable d'une mesure à l'autre, la quantité d'eau infiltrée par unité de temps est devenue constante. Cette valeur représente la conductivité hydraulique à saturation; c'est celle-ci qui a été retenue.

4°) La résistance à la pénétration:

Cette variable a été mesurée à l'aide d'un pénétromètre dynamique manuel léger à percussion.

Cet appareil est composé d'une tige graduée de 12 mm de diamètre le long de laquelle coulisse une masse de cinq kilogrammes (figure n° 36). La tige est placée verticalement et la masse est hissée jusqu'à une hauteur de un mètre. On lâche ainsi la masse et celle-ci vient frapper sur une bague solidaire de la tige. Le choc reçu fait pénétrer la tige dans le sol. On compte le nombre de coups de masse nécessaire pour enfoncer la tige à 10, 20, 30, 40 ou 50 centimètres de profondeur.

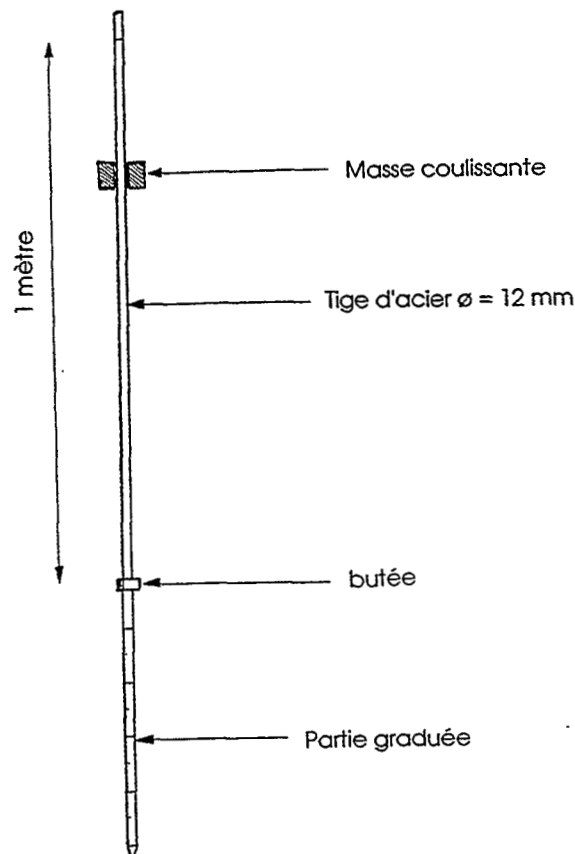


Figure n° 36: Schéma du pénétromètre à percussion.

En utilisant la formule empirique dite "des Hollandais", on obtient les valeurs correspondantes de la résistance à la pénétration (BILLOT, 1982):

$$RP = \frac{M^2 \cdot h}{2(M + m)S} + \frac{n}{DZ}$$

avec:

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{RP} = \text{résistance à la pénétration Kg/cm}^2 \\ \text{h} = \text{hauteur de chute de la masselote cm} \\ \text{S} = \text{section de l'embout du pénétromètre cm}^2 \\ \text{M} = \text{masse de la masselote Kg} \\ \text{m} = \text{masse du reste du pénétromètre Kg} \\ \text{n} = \text{nombre de coups} \\ \text{Dz} = \text{enfouissement correspondant en cm} \end{array} \right.$$

Des mesures similaires réalisées en 1990 sur une parcelle voisine avaient été faussées par des conditions d'humidité du sol différentes. Les fuites régulières de la vanne d'irrigation avaient provoqué la présence de zones plus humides et donc à résistance beaucoup plus faible. Ce travail précédent avait également révélé que les mesures à faible profondeur (< à 20 cm) donnent des résultats moins précis, la tige ne s'enfonçant guère que dans l'horizon sableux de surface. Il faut dépasser cette profondeur pour avoir des résultats convenables en ce qui concerne la caractérisation du terrain (BARBIERO, 1990).

Les mesures de résistance à la pénétration ont été réalisées dans les mêmes conditions sur toute la parcelle. En particulier, nous avons vérifié que le sol était sec au toucher au début de la manipulation.

Les résultats retenus correspondent à la résistance du sol à la pénétration de la tige jusqu'à 30 centimètres. Par commodité, nous n'avons pas fait de mesures systématiques à 40 ou 50 centimètres de profondeur, en raison de l'énergie qu'il est nécessaire de déployer ensuite pour retirer la tige du sol. De cette manière, les mesures correspondent à la prospection de l'horizon sableux et à une partie de l'horizon prismatique plus argileux sous jacent.

5°) La topographie du terrain:

Les parcelles du périmètre de LOSSA ont été planées par l'Office National des Aménagements Hydro-Agricoles du NIGER (O.N.A.H.A.) lors de l'aménagement du périmètre. Ce travail était un préalable indispensable à l'ouverture d'un périmètre irrigué gravitairement à la raie. Cependant, sur le terrain, il apparaît encore des zones légèrement dépressionnaires où l'eau stagne en saison des pluies. Des mesures de topographie ont été effectuées dans le but de localiser ces zones et voir dans quelle mesure elles sont en relation avec le type de sol qui y est développé.

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un théodolite de type WILD T0. L'appareil a été placé au centre de la parcelle et les mesures ont été menées en déplaçant la mire tous les dix mètres.

6°) La couleur du sol en surface:

Après irrigation, ressuyage, labour et hersage de la parcelle, une petite pluie est tombée et a permis le développement d'une croûte en surface. Les conditions évaporantes ont rapidement asséché la surface du sol. Dans ces conditions, la couleur de la surface du sol a évolué de manière hétérogène sur la parcelle. Les variations de couleurs se sont accentuées au fur et à mesure que le sol a séché. Un relevé de la couleur de la croûte à la surface du sol a été mené, trois semaines après la pluie, à l'aide d'un code de couleur Munsell. La couleur du sol était alors stabilisée.

7°) Mesures de dureté de la croûte:

Suite au développement de croûtes de couleurs différentes sur le sol labouré nous avons constaté que des croûtes beaucoup plus dures se développaient sur les zones qui présentaient un état de surface de couleur claire.

La croûte étant la partie superficielle durcie du profil, elle présente une certaine cohésion. Cette cohésion se mesure en déterminant la force nécessaire pour en provoquer la rupture, HENIN *et al.* 1969. Des mesures de dureté de croûte ont été effectuées à l'aide d'un autre type de pénétromètre (figure n° 37), plus adapté à ces mesures de surface, de type aiguille proctor (VALENTIN, 1981).

a - Facteurs de variation:

Différents facteurs conditionnent la résistance mécanique d'une croûte. On distingue les facteurs internes à la croûte elle-même comme la granulométrie, le taux de matière organique, la nature du complexe adsorbant, l'état de ce complexe, etc. et les facteurs externes tels que l'humidité, l'énergie cinétique des pluies, la vitesse de dessiccation, etc.

Parmi les facteurs internes, ALPEROVITCH et DAN (1973) ont montré que l'abondance de sodium au sein du complexe adsorbant d'une organisation pelliculaire superficielle s'accompagne d'une forte résistance à la pénétration.

b - Modalités de mesures et d'expressions des résultats:

VALENTIN (1981) souligne que les méthodes de mesure sont très diverses et que les résultats obtenus lors de travaux distincts sont difficilement comparables, non seulement à cause du manque de normalisation mais aussi parce que ce qui est mesuré diffère lui-même: il s'agit d'une énergie, d'une force, d'une pression, d'un enfoncement, etc. Il ne s'agit donc pas seulement d'un simple changement d'unité.

c - Matériel et méthode:

L'appareil est un dynamomètre à ressort qui se termine par une tige graduée et une bague coulissante sur cette dernière (figure n° 37). Un embout à surface calibrée est vissé sur la tige.

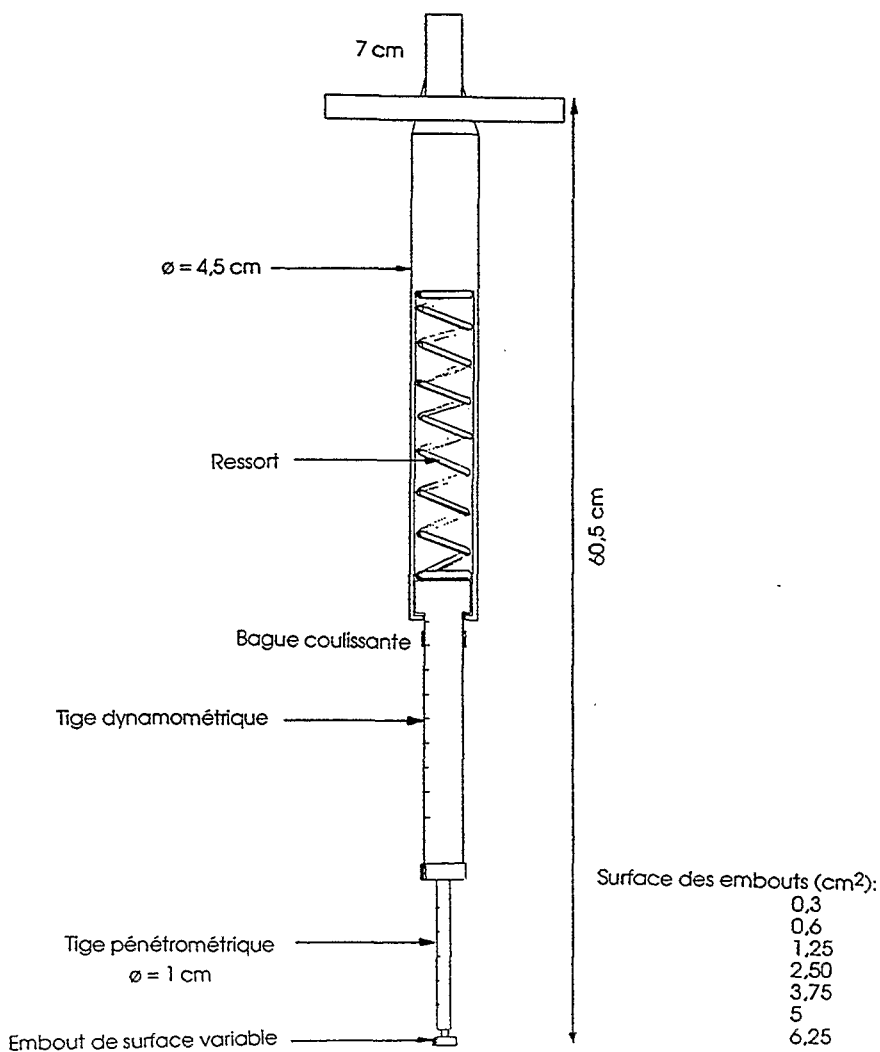


Figure n° 37: Schéma de l'aiguille proctor (Constructeur : LABOTEST) d'après VALENTIN, 1981.

La tige est placée verticalement, l'embout étant en contact avec le sol, l'utilisateur appuie progressivement sur le manche. La force est transmise à la surface du sol et enregistrée sur la tige par le coulisement de la bague. A partir d'une certaine pression, la croûte se casse et l'embout pénètre. On retire alors l'appareil du sol et on peut lire sur la tige la force qu'il a été nécessaire de déployer pour briser la croûte. On peut ensuite déterminer la pression de rupture en fonction de la surface de l'embout calibré choisi qui était en contact avec le sol. La tige est graduée en daN et l'embout, appliqué sur le sol et qui transmet la contrainte, en cm^2 .

Nous avons traité, dans notre étude, toutes les mesures en termes de pressions. Elles ont été réalisées sur un sol sec, après plusieurs mois de saison sèche. Les croûtes se sont formées en une seule pluie, la dernière de la saison 1991, sous une énergie cinétique de pluie qui peut être considérée comme sensiblement constante sur l'ensemble de la parcelle. La zone étudiée reçoit le même ensoleillement dans son ensemble. La dessiccation s'est effectuée sur toute la parcelle dans les mêmes conditions. Les facteurs externes peuvent donc être considérés comme peu influents sur les variations spatiales que l'on enregistre en matière de résistance mécanique de croûtes. Les mesures reflèteront des variations d'origine interne. Dix répétitions ont été réalisées sur chaque point de mesure.

8°) Les autres variables:

On a tenté d'introduire d'autres variables dans cette étude comme:

- la profondeur de l'altérite (la présence d'un horizon d'altération du socle semblant jouer un rôle dans la répartition de l'alcalinisation du sol)
- la granulométrie des horizons profonds (la granulométrie des horizons de surface étant indépendante des autres variables d'après BARBIERO, 1990).

Il a cependant fallu abandonner ces mesures en raison de la dureté du terrain, en particulier la présence de l'horizon à concrétions ferrugineuses, cimenté, vers 40 cm de profondeur et qu'il n'était pas toujours possible de traverser à la tarière et en absence de matériel permettant des mesures géophysiques de résistivité électrique des sols (LAMOTTE, 1993).

B Résultats à l'échelle d'une parcelle de 1 hectare:

La parcelle étudiée n'a jamais été mise en culture depuis l'aménagement du périmètre de LOSSA. Les parcelles environnantes n'étaient en culture que depuis deux ans au moment de la caractérisation de la parcelle E2. Les résultats obtenus ne peuvent donc en aucun cas traduire des phénomènes conséquents à la mise en service de la station en général et du système d'irrigation en particulier.

Les mesures sont aux noeuds d'une grille régulière de 10 mètres de côté. La grille est distante de 5 mètres des bords de la parcelle pour éviter un effet de bordure.

1°) Le pH

a - Histogramme des valeurs:

L'histogramme des valeurs de pH sur la parcelle a une tendance bimodale assez marquée. Les valeurs relevées sont neutres à très alcalines. La fourchette de valeurs s'étale de 6,8 à 9,4. Le premier groupe de valeurs s'organise de 7 à 8,3 environ, et le second groupe de 8,3 à 9,4 (figure n° 38). Le recouvrement des deux modes se fait sur une demi-unité pH, de 8 à 8,5.

b - La carte des valeurs de pH:

La figure n° 39 montre que les valeurs de pH du sol à 40 cm permettent de délimiter facilement 3 zones:

- une zone à pH "neutre" présentant des valeurs < 8 , traversant la parcelle de la vanne au coin opposé en s'élargissant. Cette première unité représente 50 % de la superficie de la parcelle.

une frange de transition très courte, présentant des valeurs comprises entre 8 et 8,5 et des courbes d'isovaleurs de pH très resserrées sur la carte. Cette seconde unité représente 10 % de la superficie.

de part et d'autre, une troisième unité composée de sols alcalins à $\text{pH} > 8,5$. Les valeurs de pH atteignent un palier autour de 9. Cette unité couvre 40 % de la superficie.

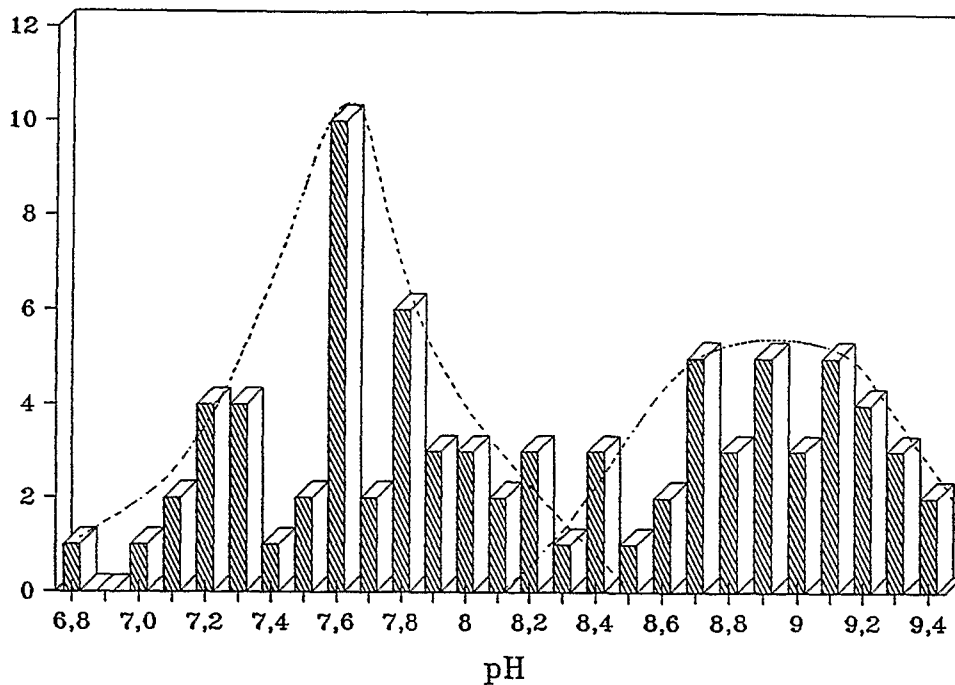


Figure n° 38: Histogramme des valeurs de pH

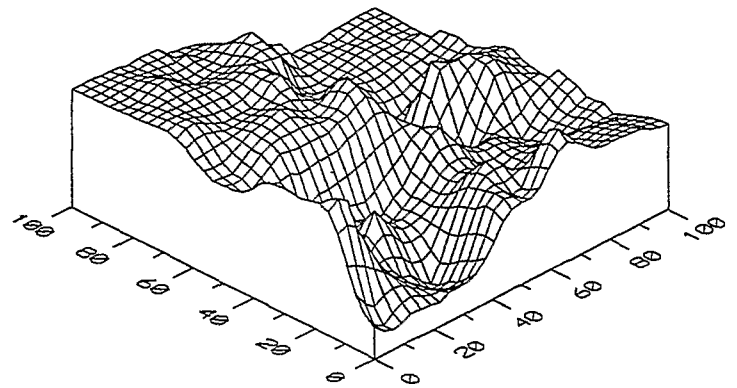
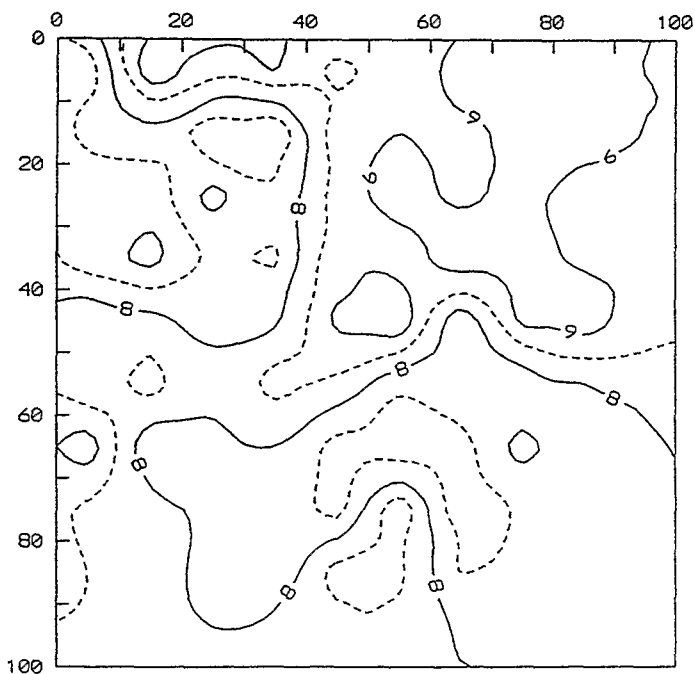


Figure n° 39: Carte de répartition des valeurs de pH¹

¹ Les cartes représentées ont été réalisées à l'aide du logiciel "SURFER" (Golden Software, 1987). Le calcul se fait par krigeage sur la base d'un variogramme linéaire. Ce point n'a pas été étudié en détail, le maillage des mesures étant suffisamment étroit.

L'organisation sur le terrain est à rapprocher à la nature bimodale de l'histogramme de valeurs. Les deux groupes de valeurs définis précédemment, pH allant de 7 à 8,3 et de 8,3 à 9,4, se répartissent comme suit:

- (7 - 8) première unité
- (8 - 8,5) seconde unité
- (8,5 - 9,4) troisième unité

La faible superficie de la zone de transition (unité 2) est à relier au faible nombre de valeurs comprises dans l'intervalle (8 - 8,5).

2°) La conductivité électrique:

a - Histogramme des valeurs:

La conductivité de l'extrait à saturation reste faible. **Les sols ne sont pas salés;** les valeurs oscillent entre 70 et 320 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

L'histogramme des valeurs est également bimodal, même si cela est moins net que dans le cas des mesures de pH. On distingue donc encore deux groupes de valeurs. Le premier s'organise entre les valeurs de 70 à 210 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et le second de 210 à 320 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figure n° 40).

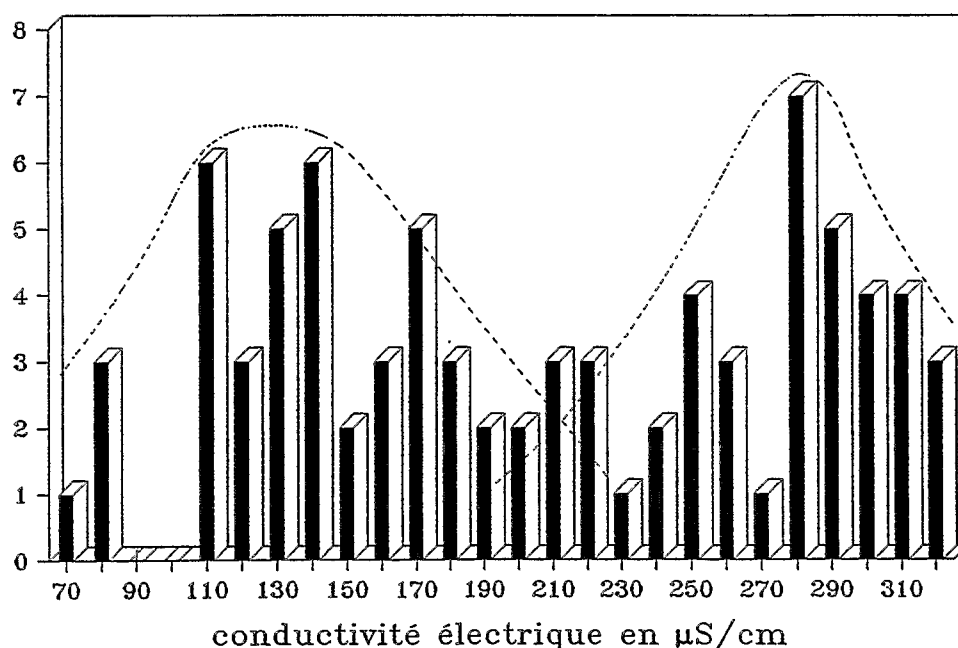


Figure n° 40: Histogramme des valeurs de conductivité électrique.

b - La carte des valeurs de conductivité électrique:

La carte illustrant les valeurs prises par la conductivité électrique des pâtes saturées présente trois domaines aux limites plus ou moins marquées suivant les endroits où on les examine (figure n° 41). On reconnaît assez facilement un domaine à conductivité électrique élevée, un autre à conductivité électrique faible, les deux étant séparés par une frange étroite à conductivité électrique intermédiaire.

Pour cerner les limites de ces trois domaines, nous nous sommes attardés sur la frange intermédiaire, où les courbes d'iso-conductivité sont plus resserrées. 5 transects placés perpendiculairement aux courbes d'iso-conductivité ont été étudiés:

- Le transect (a) est borné entre les valeurs 150 et 290 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- Le transect (b)170 et270 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- Le transect (c)130 et.....310 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- Le transect (d)150 et270 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- Le transect (e)130 et.....230 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Les valeurs des quatre premiers transects sont centrées autour d'une valeur de 220, alors que celles du dernier sont centrées sur 180 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

L'histogramme permet de centrer les valeurs de la frange intermédiaire sur 220 en lui donnant pour bornes les isovaleurs de 190 et 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ce choix souligne un élargissement de la frange à conductivités moyennes dans les valeurs fortes au niveau du transect (e). Cette caractéristique est responsable de la nature bimodale moins nette que l'on a pu constater sur l'histogramme des valeurs.

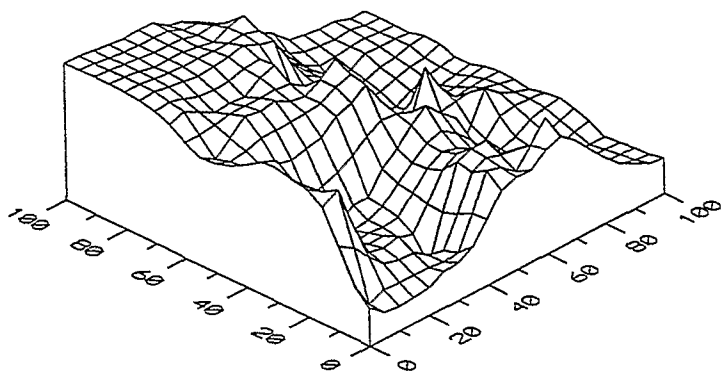
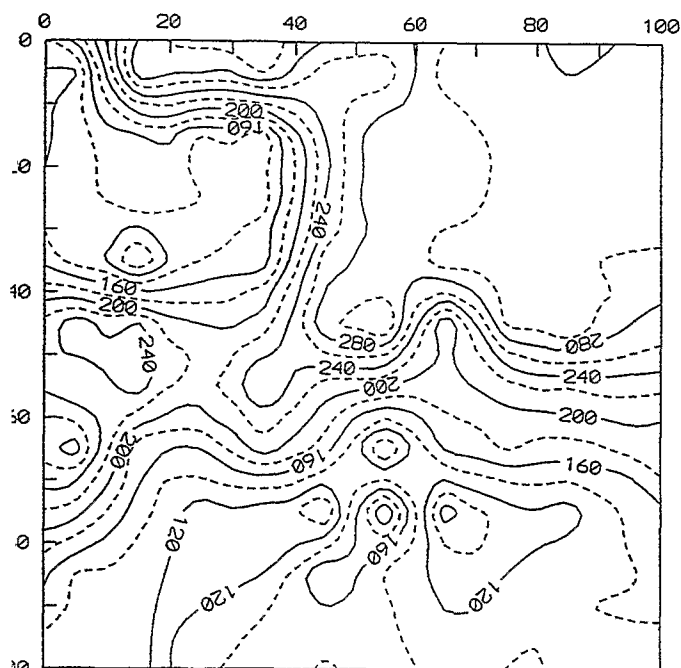


Figure n° 41: Carte de répartition des valeurs de conductivité électrique.

3°) Les mesures d'infiltration:

a - Histogramme des valeurs:

L'histogramme des valeurs de Conductivité Hydraulique à saturation, représenté sur la figure n° 42, traduit deux populations séparées. On trouve d'une part des valeurs très faibles qui ont été considérées comme nulle car la méthode employée ne permettait pas de leur attribuer d'autre valeur, et d'autre part des valeurs non nulles allant de 4 jusqu'à 9 $\text{cm} \cdot \text{H}^{-1}$.

Remarque: il faut souligner que les mesures qui présentent une conductivité hydraulique à saturation nulle traduisent un comportement particulier du sol. La quantité d'eau infiltrée dans le sol sec à partir du début de l'expérience est quasi nulle. On ne peut donc pas parler de saturation du sol mais seulement d'une petite tranche de sol de l'ordre de 2 à 5 cm. La saturation de cette tranche de sol interdit la progression de l'eau plus en profondeur. L'état de surface du sol semble très lié à l'infiltration de l'eau, même lorsqu'un travail de type labour et hersage a été effectué. Tout se passe comme si, au contact de l'eau, le colmatage des chemins de circulation était instantané.

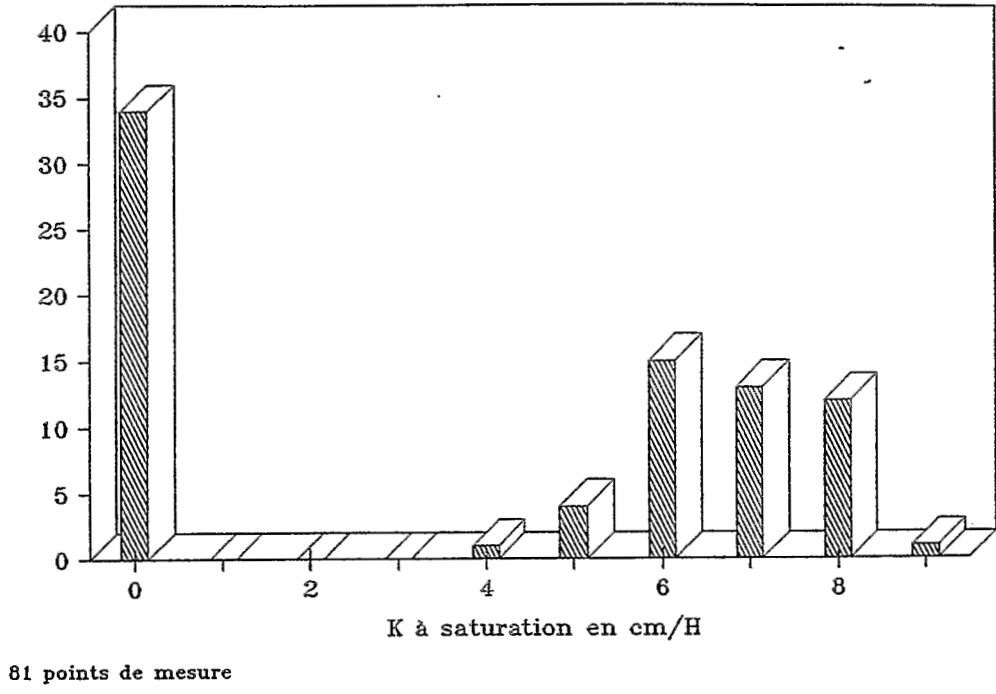


Figure n° 42: Histogramme des valeurs de conductivité hydraulique à saturation.

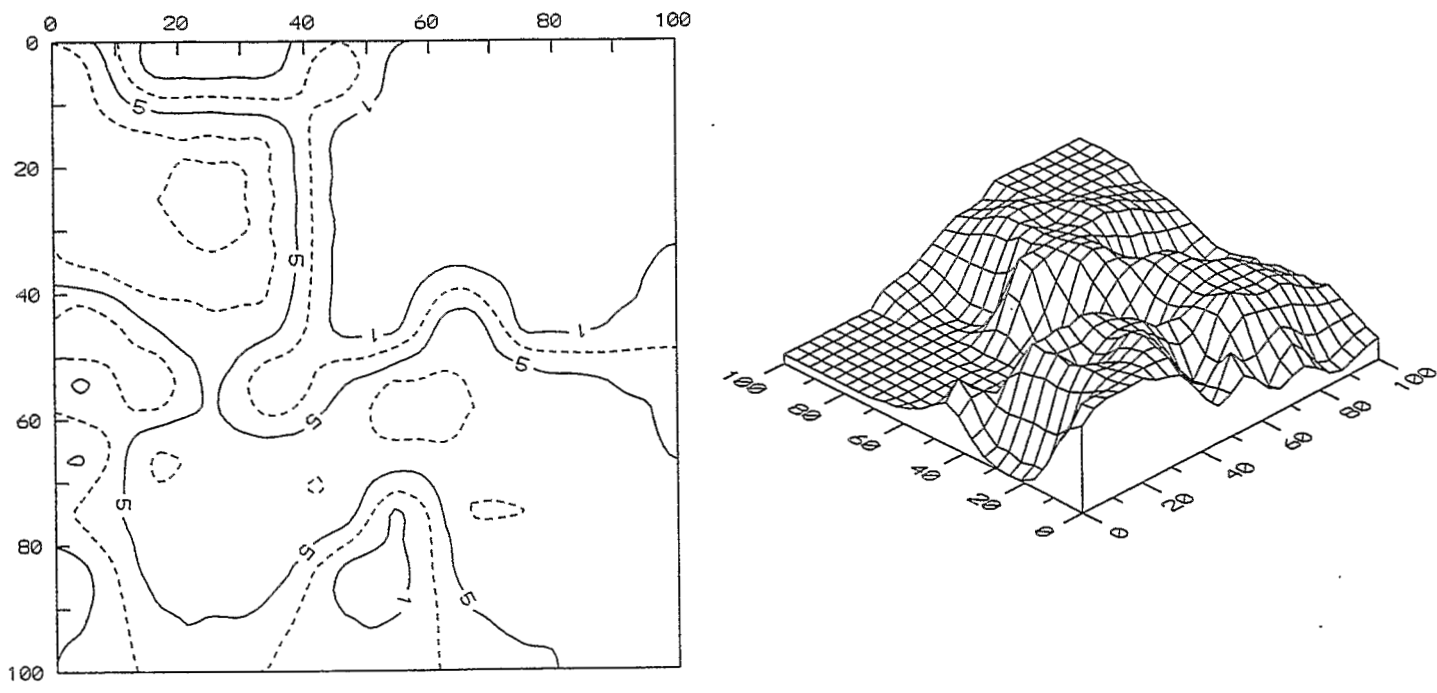


Figure n° 43: Carte de répartition des valeurs de conductivité hydraulique à saturation.

De nombreux auteurs (FRENKEL *et al.*, 1978, SHAINBERG et LETEY, 1984, SUAREZ *et al.*, 1984, ABU SHARAR *et al.*, 1986) font remarquer qu'un pourcentage croissant de sodium sur le complexe adsorbant du sol provoque une chute considérable de la conductivité hydraulique à saturation. Ces phénomènes sont expliqués en surface par la dispersion des argiles sous l'impact des gouttes et la formation d'une croûte dans le cas d'une pluie simulée ou naturelle.

La dispersion des argiles est d'autant plus forte que la minéralisation de l'eau utilisée est faible (AGASSI *et al.*, 1985). L'eau utilisée pour les mesures de perméabilité est l'eau du fleuve Niger durant la crue; c'est une eau très douce.

Pour confirmer cette hypothèse dans notre cas, nous avons suivi le comportement d'un échantillon de sol, prélevé à 40 cm de profondeur, qui ne présentait donc pas de croûte. Nous avons déposé délicatement une goutte d'eau à la surface, et observé le comportement de l'eau et de l'échantillon sous la loupe binoculaire. Les observations se résument ainsi (photos n° 1 à 3):

- ☛ La goutte d'eau ne pénètre pas à l'intérieur de l'échantillon, même si celui-ci présente une porosité visible.
- ☛ Les argiles migrent instantanément dans la goutte; on assiste alors à la formation d'une pâte grise (temps nécessaire \approx 5 secondes).
- ☛ En séchant, la pâte donne naissance à une croûte.

Ce test simple de "comportement à l'eau de l'échantillon" a été intégré dans les descriptions de profil.

Le comportement des argiles en présence d'eau suffit qualitativement à expliquer les valeurs de conductivité hydrauliques à saturation observées sur une partie de la parcelle. La porosité est immédiatement colmatée et le milieu s'imperméabilise.

b - La carte des valeurs de conductivité à saturation:

Les deux populations identifiées sur l'histogramme correspondent à deux domaines distincts sur le terrain.

Il y a quatre zones imperméables réparties en haut de la parcelle, le long du canal d'irrigation et s'élargissant du côté opposé à la vanne, ainsi que dans le bas de la parcelle, du côté vanne. Le reste de la parcelle présente des résultats de conductivité moyenne à forte. L'absence de valeurs intermédiaires traduit une limite brutale entre les deux domaines. La répartition des valeurs sur la parcelle est visualisée sur la figure n° 43. Cette carte laisse cependant voir une zone de transition caractérisée par des valeurs moyennes de K_{sat} allant de 4 à 6 cm.H^{-1} . La transition vient border les zones imperméables; le reste de la parcelle présente des valeurs de K_{sat} supérieures à 6.

4°) La résistance à la pénétration:

La gamme de valeurs est étalée; la résistance du sol à la pénétration d'une tige de 12 mm de diamètre peut varier de 27 à 84 coups de masse suivant les mesures. Ceci donne, d'après la formule "des hollandais" une fourchette de valeurs de 90 à 300 Kg.cm^{-2} .

a - Histogramme des valeurs:

L'histogramme montre une répartition bimodale des valeurs (figure n° 44). On note deux groupes de valeurs qui se répartissent entre 90 à 180 et 180 à 300 Kg.cm^{-2} .

b - La carte des valeurs de résistance à la pénétration:

La carte de répartition des valeurs de résistance à la pénétration présente en particulier deux courbes d'isovaleurs qui se suivent assez étroitement; il s'agit des courbes correspondant aux limites des 180 et des 220 Kg.cm^{-2} pour enfoncer la tige à 30 cm de profondeur (figure n° 45).

Ceci nous permet de distinguer trois domaines:

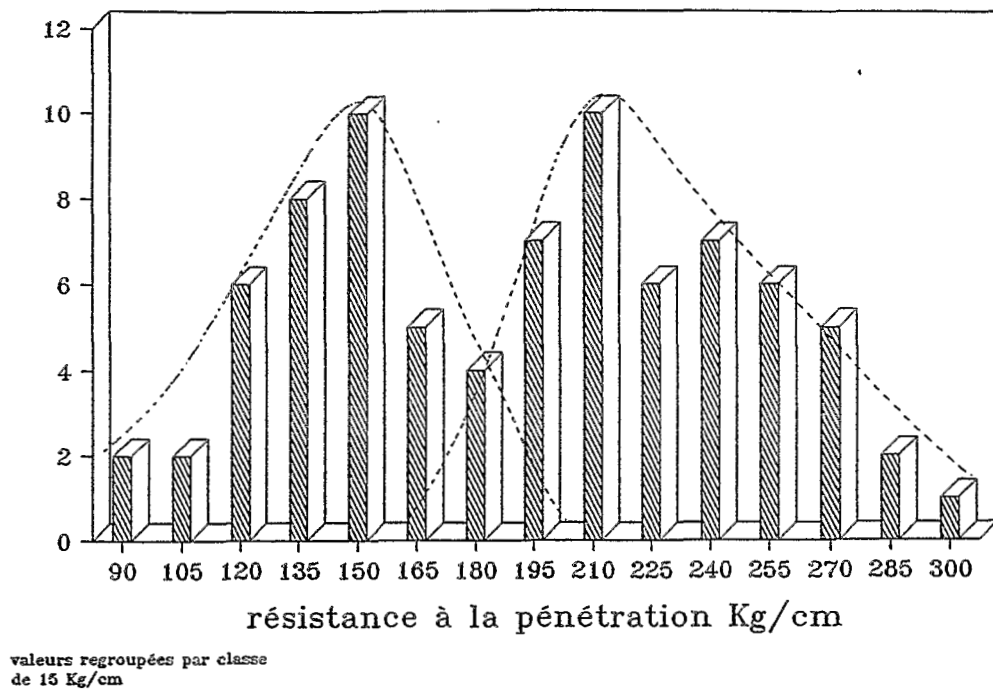


Figure n° 44: Histogramme des valeurs de résistance à la pénétration.

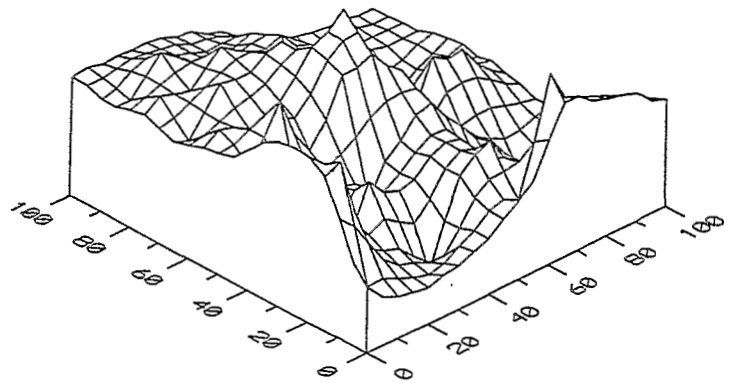
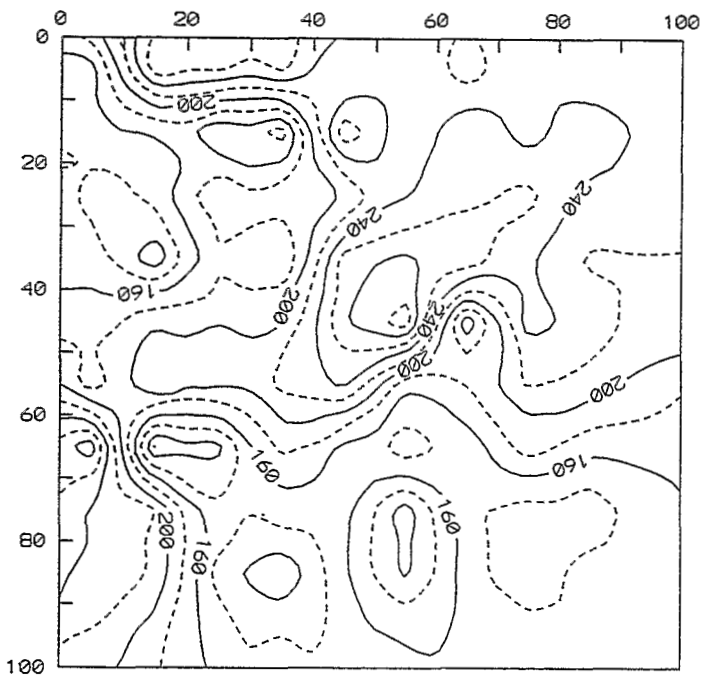


Figure n° 45: Carte de répartition des valeurs de résistance à la pénétration.

- ☛ un domaine de faible résistance à la pénétration (1) où la valeur enregistrée est inférieure à 180;
- ☛ un domaine intermédiaire (2), étroit, où les valeurs se situent entre 180 et 220;
- ☛ un domaine plus compact (3) où l'on enregistre des valeurs supérieures à 220.

Le domaine (1) est scindé en deux: on le retrouve dans la partie haute de la parcelle du côté de la vanne, et dans la partie basse, du côté opposé à la vanne.

Le domaine (3) recouvre le haut de la parcelle du côté opposé à la vanne, ainsi qu'une petite superficie dans le bas, côté vanne.

Le domaine (2) correspond à une frange étroite qui sépare les domaines (1) et (3).

5°) La topographie du terrain:

Les mesures de topographie nécessitent une approche prudente et cela pour deux raisons:

- ☛ le glaciais, de surface plane, présente une pente moyenne et régulière que l'on doit prendre en considération avant de traiter les mesures brutes. Il faut, en fonction de la position d'un point déterminé par ses coordonnées xy, donner la cote z théorique calculée à partir de la pente générale du glaciais, et raisonner pour les mesures en terme d'écart par rapport à cette cote z théorique.

- ☛ le terrain a été modifié au cours de l'aménagement du périmètre il y a environ 15 ans. Les buttes ont été décapées et les dépressions légèrement comblées. Cependant, les irrégularités persistent dans le relief, même si elles ont été estompées par ce travail.

a - traitement des données:

La vanne d'irrigation de la parcelle a été choisie comme référence, elle porte les coordonnées (0,0). Le traitement des données a permis de déterminer l'équation d'un plan dont les coefficients d'inclinaison par rapport à l'axe des "x" et l'axe des "y" sont respectivement 0,513 et 0,057.

L'équation de la cote théorique $z_m(x,y)$ au point de coordonnée x et y est:

$$z_m(x,y) = z_{\text{moyen}} + 0,513 x + 0,057 y$$

La cote moyenne (z moyen) correspond à la moyenne des relevés sur la parcelle E2. Les mesures sont comparées à cette cote donnée par l'équation du plan et on peut définir l'écart $e(x,y)$ qui est négatif pour les dépressions relatives à la topographie générale du glaciais et positif pour les buttes.

b - Histogramme des valeurs:

Les valeurs sont réparties en fonction de leur fréquence sur la figure n° 46. Nous avons choisi de représenter les écarts par rapport à la moyenne par classe centimétrique, c'est à dire que chaque valeur de "e" a été arrondie au centimètre le plus proche. L'histogramme ne présente pas d'allure particulière. On ne retrouve pas le type bimodal comme dans les cas précédents.

c - Carte de répartition:

La carte de la microtopographie du terrain montre la présence d'une dépression légèrement allongée en travers de la parcelle qui vient se surajouter à la pente générale du glaciais (figure n° 47). Cette dépression débute en haut de parcelle, du côté opposé à la vanne et se termine en bas de parcelle, dans la partie médiane.

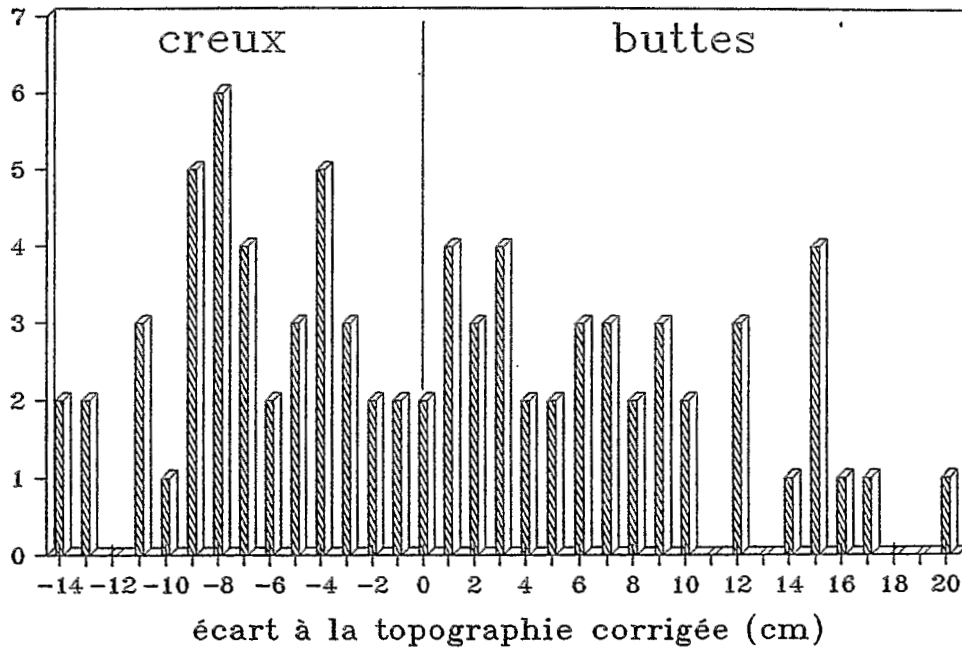


Figure n° 46: Histogramme des valeurs de topographie corrigée.

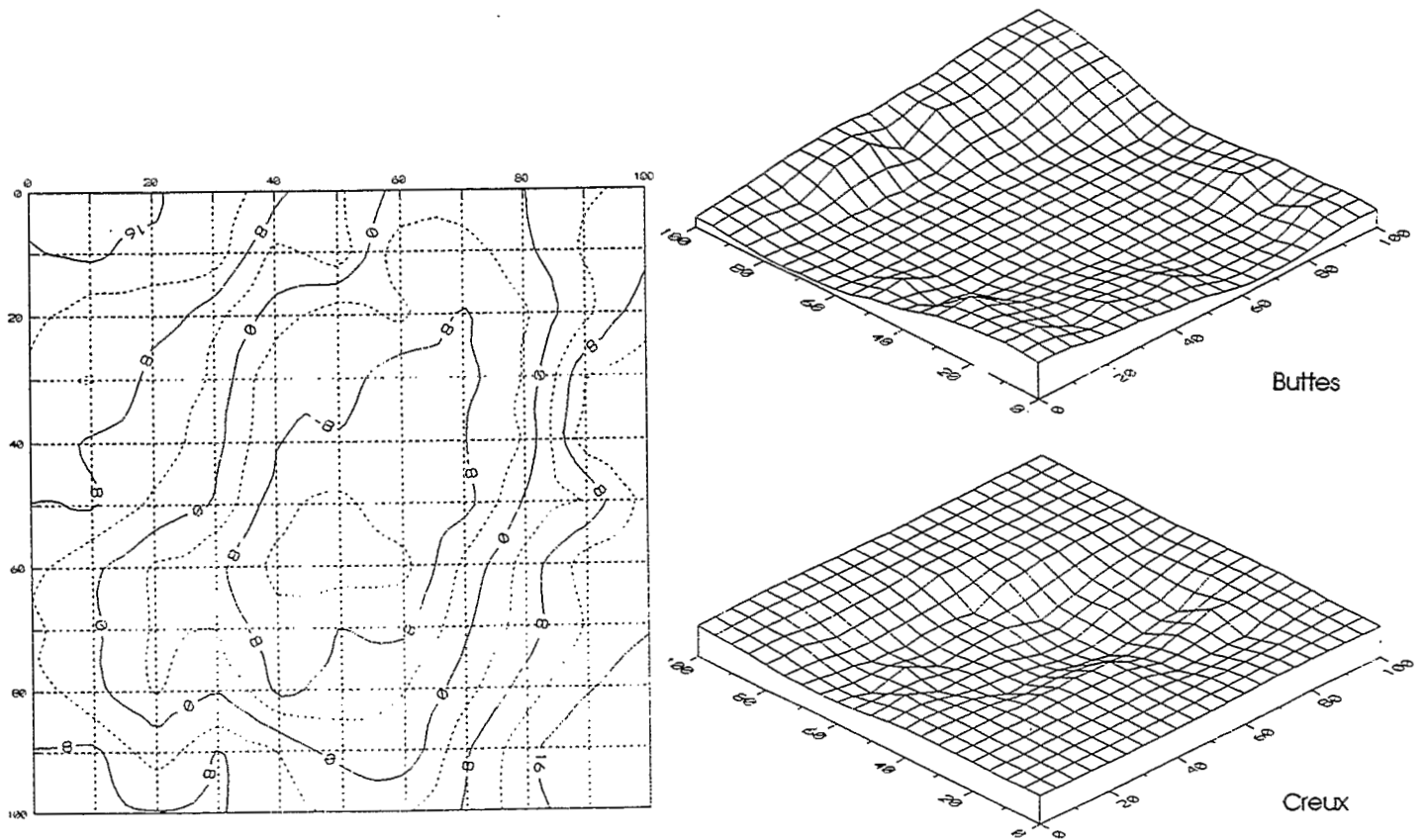


Figure n° 47: Carte de répartition des valeurs de topographie corrigée.

6°) La couleur de la croûte:

a - Les types de couleurs:

Trois couleurs caractérisant les états de surface ont été relevées une fois la parcelle labourée. Les limites entre plages de couleur significativement différentes sont franches comme l'indique la photo n° 4. On a relevé les couleurs 7,5 YR 6/6, 7,5 YR 7/6 et 7,5 YR 5/4.

b - Carte de répartition:

L'organisation sur la parcelle semble montrer une filiation dans ces couleurs d'états de surface dans l'ordre suivant:

7,5 YR 6/6 - 7,5 YR 7/6 - 7,5 TR 5/4.

Les couleurs, 7,5 YR 6/6 et 7,5 YR 5/4, ne sont jamais en contact. 7,5 YR 7/6 apparaît toujours comme intermédiaire entre les deux autres couleurs que l'on considèrera comme "extrêmes" parmi les trois échantillons de couleur identifiés sur la parcelle (figure n° 48).

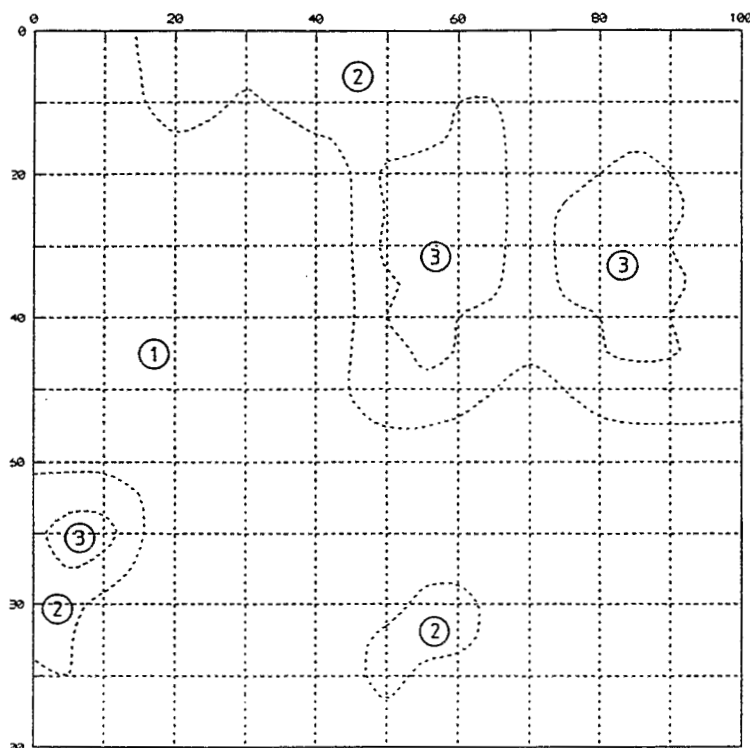
(1) - 7,5 YR 6/6 apparaît sur une surface qui traverse la parcelle de la vanne au coin opposé, en diagonale.

(2) - 7,5 YR 7/6 apparaît de part et d'autre de cette première surface, et également au sein de celle-ci sous la forme d'une petite tache allongée de 20 mètres en bas de la parcelle.

D'après le code de couleurs employé, le passage se fait par augmentation de la clarté (valeur) d'un cran, tout en conservant la même intensité (chroma).

(3) - 7,5 TR 5/4 apparaît également sous la forme de petites taches au sein des surfaces de couleur 7,5 YR 7/6.

A ce niveau, la différence de couleur se fait par une diminution considérable de la clarté (2 crans) s'accompagnant d'une diminution d'intensité d'un cran. Ainsi, bien que la répartition des couleurs sur le terrain nous incite à les classer dans l'ordre (1) (2) (3), il y a en réalité davantage de différences entre (2) et (3) qu'entre (1) et (3).



(1) - 7,5 YR 6/6

(2) - 7,5 YR 7/6

(3) - 7,5 YR 5/4

Figure n° 48: Carte de répartition de la couleur du sol en surface.

7°) La dureté de la croûte:

Les mesures de dureté de la croûte ont été réalisées après la mise en culture de la parcelle pour des raisons de temps; il était nécessaire de repiquer le fourrage pour que la croissance débute avant l'arrivée de la saison sèche froide. Le nombre de points de mesures a donc été diminué du nombre de points situés sur la partie mise en culture: les résultats présentés correspondent donc non plus à 81 mesures mais à 61, à raison de 10 répétitions par point de mesure comme nous l'avons dit précédemment.

a - Histogramme des valeurs:

L'histogramme des valeurs de dureté de la croûte a été réalisé à partir de classes de dureté allant de 5 en 5 daN/cm². Ce sont les moyennes des 10 mesures réalisées sur chaque point qui ont été utilisées pour la construction de l'histogramme (figure n° 49).

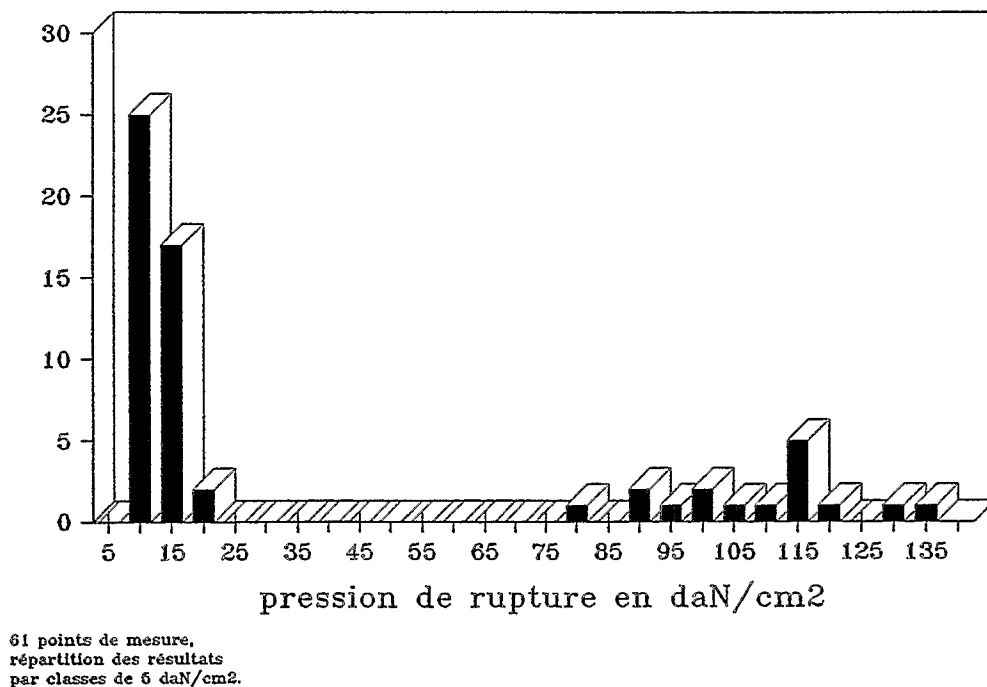


Figure n° 49: Histogramme des valeurs de dureté de la croûte

La figure permet de distinguer parfaitement deux populations bien séparées.

La première population représente des points de mesures dont les résultats sont compris en moyenne entre 5 et 20 daN/cm².

La seconde population est plus étalée, de 75 à 140 daN/cm². Il s'agit donc là de formations de surface dont la résistance est environ dix fois supérieure au cas précédent.

b - La carte de dureté de la croûte:

La nature bimodale séparée de l'histogramme des valeurs traduit des domaines différents à transition très brutale (figure n° 50). On les retrouve sur le document cartographique. Il y a un domaine à croûte résistante (3) et un domaine à croûte beaucoup plus fragile (1).

Le document a été tracé à la main. L'interpolation de valeurs entre les deux domaines serait aberrante en raison de la brutalité du passage d'un domaine à l'autre.

A défaut de prospection plus serrée, nous fixerons, à dix mètres près, la limite entre les domaines (1) et (3).

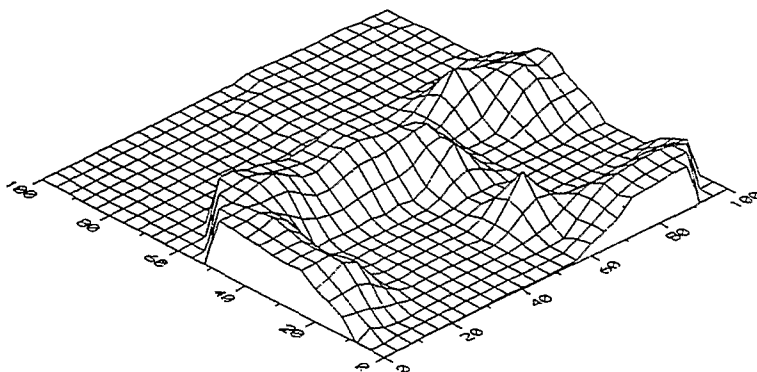
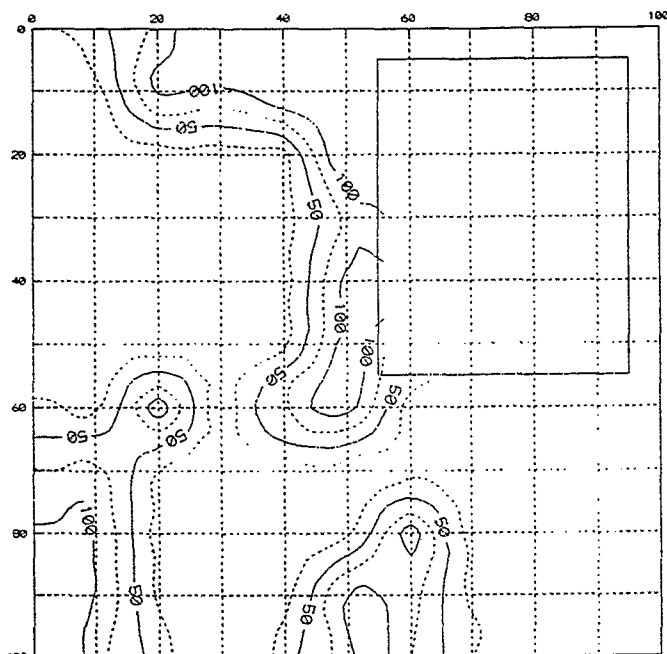


Figure n° 50: Carte de répartition des valeurs de dureté de la croûte.

C Relations entre variables:

1°) Superposition des cartes:

Dans le cas du pH, de la conductivité électrique et de la résistance à la pénétration, on a pu définir trois domaines: un domaine (3) correspondant aux valeurs fortes, un domaine (1) correspondant aux valeurs faibles et un domaine (2) intermédiaire, le plus souvent réduit à une frange étroite séparant les deux domaines extrêmes.

L'analyse de la répartition des couleurs à la surface du sol a également permis de séparer trois domaines caractérisés par des couleurs différentes.

En ce qui concerne les mesures de dureté de la croûte et de conductivité hydraulique à saturation, deux domaines seulement ont pu être délimités en raison de l'absence de valeurs intermédiaires.

La comparaison des cartes fait ressortir la superposition des domaines délimités par les variables ainsi que les relations qui existent entre ces variables (figure n° 51).

Les fortes valeurs de pH correspondent aux plus fortes valeurs de conductivité électrique, aux fortes valeurs de résistance à la pénétration, aux fortes valeurs de dureté de croûte et aux valeurs nulles de conductivité hydraulique à saturation. Ce domaine correspond également aux couleurs de surface 7,5 YR 7/6 et 7,5 YR 5/4.

On remarque même que, parmi ces deux couleurs, 7,5 YR 5/4 est celle qui correspond aux valeurs de pH les plus élevées de l'ordre de 9.2 à 9.4. Il est surprenant que les mesures de pH soient bien corrélées à la couleur de la croûte développée en surface. 40 centimètres séparent en effet ces deux mesures. Ce phénomène est cependant fortement amplifié par le labour, même si celui-ci n'a pas dépassé 20 centimètres de profondeur.

Les différentes variables utilisées ont permis de déterminer à chaque fois les mêmes limites de domaine.

Concernant le domaine à faibles valeurs de pH, il correspond aux faibles valeurs de conductivité électrique, aux faibles valeurs de résistance à la pénétration, aux valeurs non nulles de conductivité hydraulique à saturation.

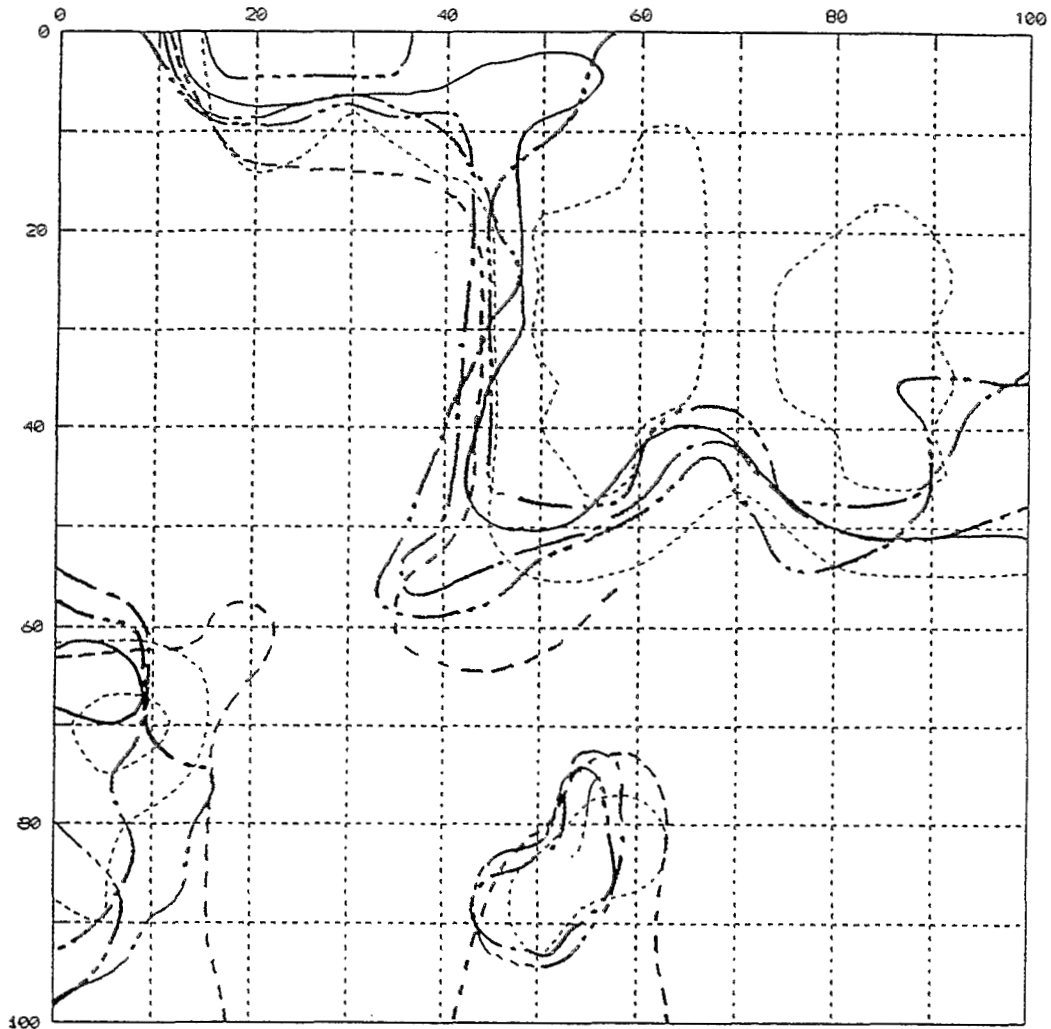


Figure n° 51: Carte de superposition des domaines.

Limites:

Couleur	-----
pH	-----
C.E.	-----
R.P.	-----
Ksat	-----
Dureté de la croûte	-----

Les franges de valeurs intermédiaires qui ont été définies à partir des valeurs de pH, de conductivité électrique, de résistance à la pénétration et de conductivité hydraulique à saturation n'apparaissent pas à partir des résultats de mesures de surface telles que la couleur de la croûte ou sa dureté.

En conclusion de ces observations, on peut dire que certaines variables permettent de bien couvrir l'ensemble des variabilités du terrain: il s'agit du pH, de la conductivité électrique, de la résistance à la pénétration. En revanche, les mesures de conductivité hydraulique à saturation présentent des résultats spatialement discontinus et localement constants et nuls. La variabilité du terrain sur ces surfaces n'est donc pas déterminée. Il en est de même pour les mesures de dureté de la croûte. Elles permettent de déceler les limites de certains domaines, mais les variabilités au sein d'un même domaine sont mal perçues.

Les relevés de couleur présentent un caractère discontinu du fait de l'emploi d'un code. Concernant les relevés topographiques, les résultats indiquent qu'il ne semble pas y avoir de relation entre le Δz calculé rapporté au plan moyen du glacis et les autres variables. Ceci est confirmé par l'étude des corrélations multiples.

2°) Matrice des corrélations multiples:

Parmi les variables qui permettent de percevoir les variabilités de terrain d'une manière continue et sur l'ensemble de la parcelle, il importe de connaître la variable la plus fiable pour une caractérisation pertinente du terrain; notre choix se portera sur la variable la mieux corrélée avec les autres variables. L'étude des corrélations multiples dont la matrice est présentée dans le tableau n° 12 montre que parmi les quatre variables intéressées, trois seulement sont liées; ce sont le pH, la conductivité électrique et la résistance à la pénétration. La topographie du terrain est une variable indépendante.

	pH	CE	RP	Topo
pH	1			
CE	0,88	1		
RP	0,86	0,82	1	
Topo	-0,21	-0,27	-0,26	1

Tableau n° 12: Matrice des corrélations entre les variables continues

Les trois autres variables présentent un coefficient de corrélation élevé, voisin de 0,85. Des relations étroites existent entre ces variables.

3°) Etude des corrélations simples:

a - relations pH-CE:

La figure n° 52 montre que dans la gamme de pH et de CE où nous travaillons , la relation pH-CE est de type linéaire. La régression simple nous donne l'équation:

$$CE = 93,17(+/- 5,6) \text{ pH} - 559,88 (+/-46,6) \quad r^2 = 0,775$$

Il n'est pas trop surprenant de trouver un coefficient d'ajustement voisin de 1, car les déterminations de pH et de CE ont été réalisées à la suite l'une de l'autre, sur le même échantillon porté à l'état de saturation. Ceci indique cependant une relation étroite entre le pH et la concentration des solutions du sol.

b - relation pH-RP:

La figure n° 53 montre que la relation pH-RP est également de type linéaire. La régression simple nous donne:

$$RP = 61,5 (+/-4,1) \text{ pH} - 308,8 (+/-34) \quad r^2 = 0,737$$

Cette relation traduisant la prise en masse du sol par augmentation du pH est également très étroite. De surcroît, elle est très voisine des relations qui ont été établies les années précédentes sur les parcelles voisines (BARBIERO, 1990; MARLET 1992). Pour une gamme de pH plus large, il semble cependant que la relation ne soit plus linéaire mais atteigne un palier, aussi bien pour les valeurs faibles que pour les valeurs fortes.

Figure n° 52:

Relation entre le pH
et la conductivité électrique

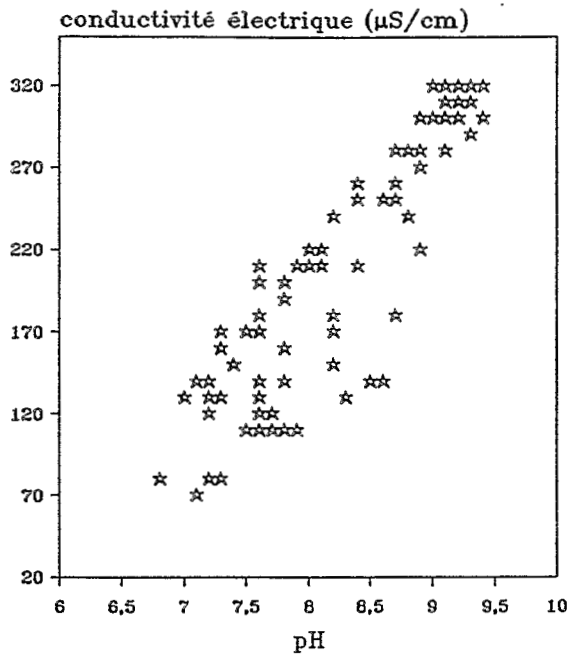


Figure n° 53:

Relation entre le pH
et la résistance à la pénétration

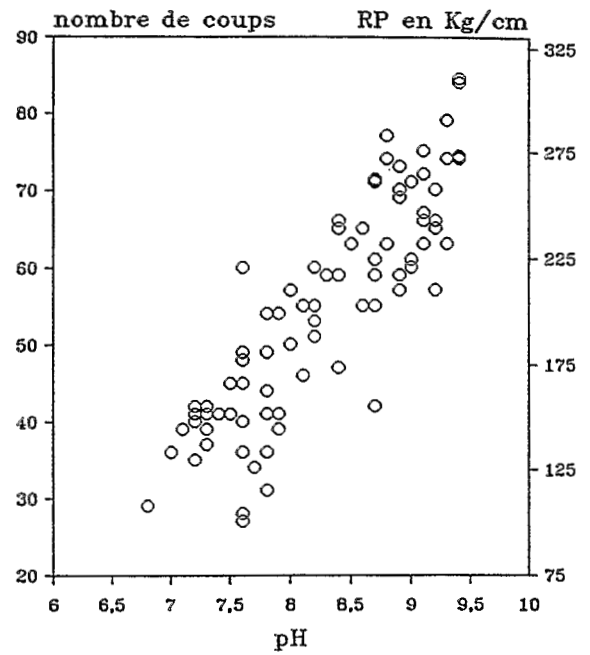


Figure n° 54:

Relation entre la conductivité
et la résistance à la pénétration

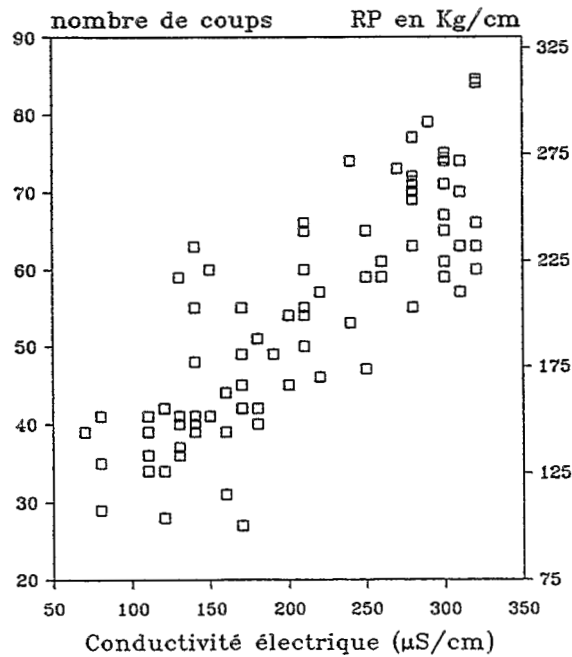
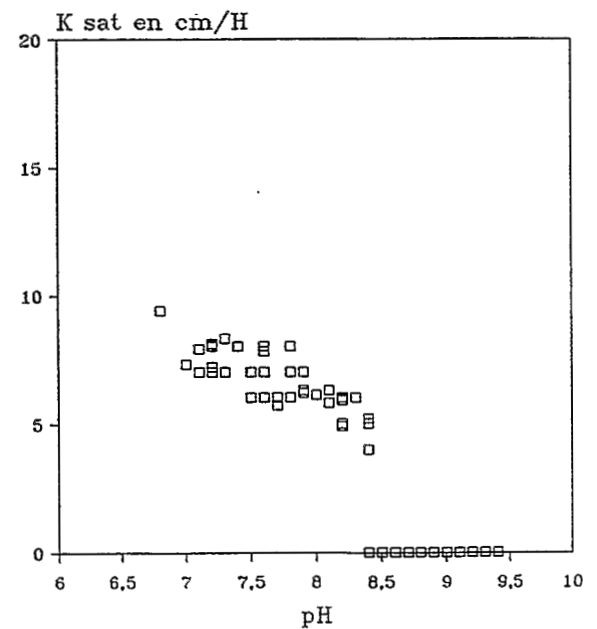


Figure n° 55:

relation entre le pH
et la conductivité hydraulique
à saturation



c - relation CE-RP:

La relation CE-RP est également de type linéaire (figure n° 54). Cependant, elle est légèrement moins bien ajustée que les relations qui lient le pH avec une des deux autres variables. L'équation est:

$$RP = 0,558 (+/- 0,043) CE + 81,8 (+/- 9,5) \quad r^2 = 0,68$$

d - autres relations, discontinuité des résultats:

L'étude des relations entre le pH du sol et Ksat d'une part et la dureté de la croûte d'autre part permet de mettre en évidence certaines discontinuités (figures n° 55 et 56).

La figure n° 56 montre que la discontinuité apparaît à partir de pH 8,4. Pour les valeurs supérieures, la pression nécessaire à la rupture de la croûte augmente considérablement (environ x10). De part et d'autre de ce domaine, la variabilité des mesures ne permet pas de définir une relation précise entre les variables.

La figure n° 55 situe le décrochement des valeurs de Ksat pour cette même valeur de 8,4. En revanche, contrairement au cas précédent, il est possible de cerner l'évolution des résultats. Pour des pH inférieurs ou égaux à 8,4, Ksat est une fonction décroissante du pH.

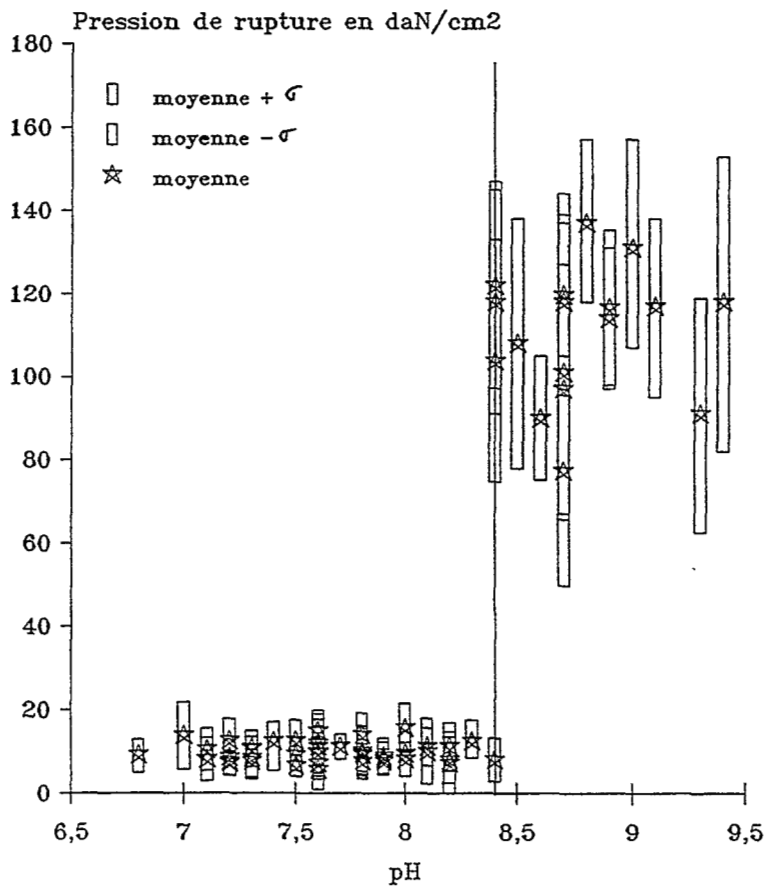


Figure n° 56: Relation existant entre le pH du sol à 40 cm et la dureté de la croûte.

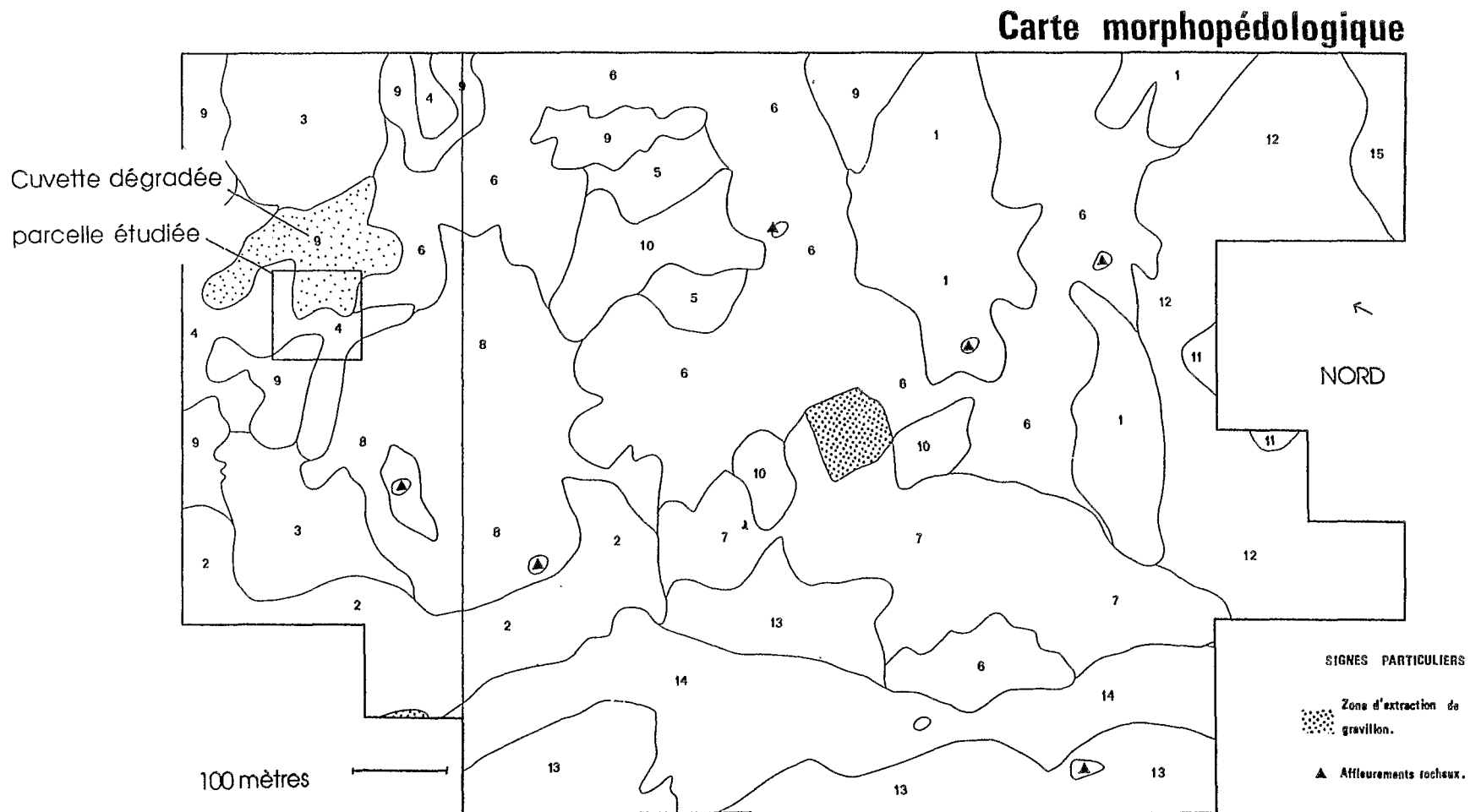


Figure n° 57: Carte morphopédologique du périmètre de L'Osse
(d'après FEAU, 1976)

D Conclusion de l'étude à l'échelle de la parcelle:

1°) Apports cartographiques:

L'utilisation de variables de types différents comme il a été précisé en introduction à ce chapitre permet de déterminer spatialement des domaines différents où se distribuent deux types de sol, sur la parcelle E2 qui a servi de support pour cette étude. Les deux types de sol sont:

- Les sols bruns subarides non alcalins type SBS,
- Les sols bruns subarides alcalisés type SA.

Il n'y a pas de sols à contact planique SCP sur la parcelle étudiée. On ne peut donc rien conclure sur l'utilité du pH à délimiter le contact diffus SBS-SCP.

Les domaines délimités par ces variables se superposent à l'exception de ceux délimités par la topographie. Cependant, certaines variables numériques ne permettent pas de déceler les variabilités du terrain au sein d'un domaine, soit que les résultats sont constants à l'intérieur de ce domaine, soit que la série de résultats présente une discontinuité.

Le pH apparaît comme la variable la plus pertinente pour caractériser le terrain pour différentes raisons:

- son emploi est relativement simple et la caractérisation d'une parcelle est rapide.
- les résultats, même s'ils soulignent des variations brutales, présentent une répartition continue avec la grille de mesure utilisée.
- les mesures de pH permettent de saisir les variabilités du terrain quel que soit le domaine envisagé. Les résultats ne sont pas spatialement constants.
- c'est la variable la mieux corrélée à l'ensemble des autres variables continues.
- elle permet, de surcroît, de cerner les domaines délimités avec toutes les autres variables qu'elles soient numériques ou non.

2°) Les principales caractéristiques des sols:

La parcelle E2 présente des sols localement alcalins. Les valeurs de pH varient de 7 à 9,5 environ. L'augmentation du pH s'accompagne d'une augmentation de la conductivité électrique, sans cependant que celle-ci atteigne des valeurs très fortes: **les sols ne sont pas salés**. On peut avancer deux hypothèses:

- l'alcalinisation des sols est liée à la concentration de la solution du sol. Il s'agirait donc de phénomènes d'évaporation localisée de solutions présentant un pouvoir alcalinisant.
- l'absence d'alcalinisation du sol est liée à la dilution de la solution du sol. On peut envisager le lessivage de certaines zones ayant amélioré localement le milieu.

Ces deux hypothèses ne sont pas exclusives; on peut en effet envisager l'une et l'autre simultanément, ce qui expliquerait le passage brutal d'un domaine à l'autre.

L'augmentation du pH s'accompagne d'une augmentation de la résistance à la pénétration. Ce phénomène est à attribuer à une augmentation de la densité du sol et à des phénomènes de cimentation et de prise en masse.

La vitesse d'infiltration présente spatialement une discontinuité très nette. Elle s'annule dans les domaines de pH supérieur à 8,4. Les sols ayant été labourés puis hersés avant les mesures, l'horizon superficiel présente une porosité importante. Le fait qu'une quantité d'eau très faible se soit infiltrée dans le sol avant le blocage de l'infiltration montre que l'humectation d'une très faible couche suffit. Seule la dispersion des argiles au contact de l'eau permet d'expliquer ce phénomène. Cet aspect a été confirmé par l'observation à la loupe binoculaire, du comportement des argiles en présence d'eau.

□ Agronomiquement parlant, la présence de sols alcalins se manifeste après labour par le développement d'une couleur du sol différente de celle qui se développe sur les sols non alcalins. Ceci s'accompagne par la suite de la formation d'une croûte très dure, obstacle décisif à la levée des jeunes pousses. La forte résistance à la pénétration, la très mauvaise infiltration ainsi que la formation d'une croûte de forte résistance sont les facteurs les plus défavorables à l'utilisation des sols pour l'agriculture.

□ En première approximation, la répartition des sols alcalins n'est pas liée à la microtopographie du terrain. Cette affirmation est à nuancer si l'on considère que des travaux de mise à plat des parcelles ont été menés avant la mise en service de la station. Les travaux réalisés avant l'aménagement (FEAU, 1976) signalent la présence de "cuvettes dégradées" (unité 9 sur la figure n° 57) sensiblement à l'emplacement de la parcelle utilisée comme support dans ce travail.

E Extension des résultats sur le bas-fond:

a - Carte de pH des sols du périmètre:

Le pH apparaît comme la meilleure variable pour caractériser les sols de bas-fond à l'échelle du périmètre irrigué ou de la parcelle. Les 15 hectares utilisés par l'I.N.R.A.N. pour des expérimentations agronomiques dans la partie nord du périmètre de LOSSA ont été cartographiés sur la base de relevés de pH à 40 cm de profondeur suivant la même densité de mesures que pour la parcelle E₂ (grille régulière de 10 m de côté).

Le document (figure n° 58) fait ressortir des variations brutales de pH qui délimitent principalement une zone alcaline assez étendue (d'environ 3 ha), aux contours sinueux, au centre du domaine prospecté; quelques taches "satellites" se répartissent autour de cette zone principale. En haut du périmètre, les valeurs de pH augmentent plus régulièrement; les transitions sont moins brutales qu'en ce qui concerne les bordures de la tache alcaline déjà décrite.

b - Carte de répartition des sols de bas-fond:

☞ Les limites:

La répartition des observations de terrain sur la carte de pH du périmètre permet de resituer les unités de sols identifiées lors de l'étude typologique (figure n° 59). La répartition du pH permet de déterminer précisément la limite entre l'unité SBS et l'unité SA. Cette limite est nette et se fait sans intermédiaire; le pH à 40 cm augmente brutalement. L'unité SCP n'est pas représentée sur la parcelle E₂, mais les valeurs de pH à 40 cm de profondeur permettent cependant de localiser la limite entre l'unité SCP et l'unité SBS dans la partie haute du périmètre. La limite se traduit spatialement par une augmentation progressive des valeurs de pH. Il n'y a pas de contact entre les unités SCP et SA.

☞ La répartition:

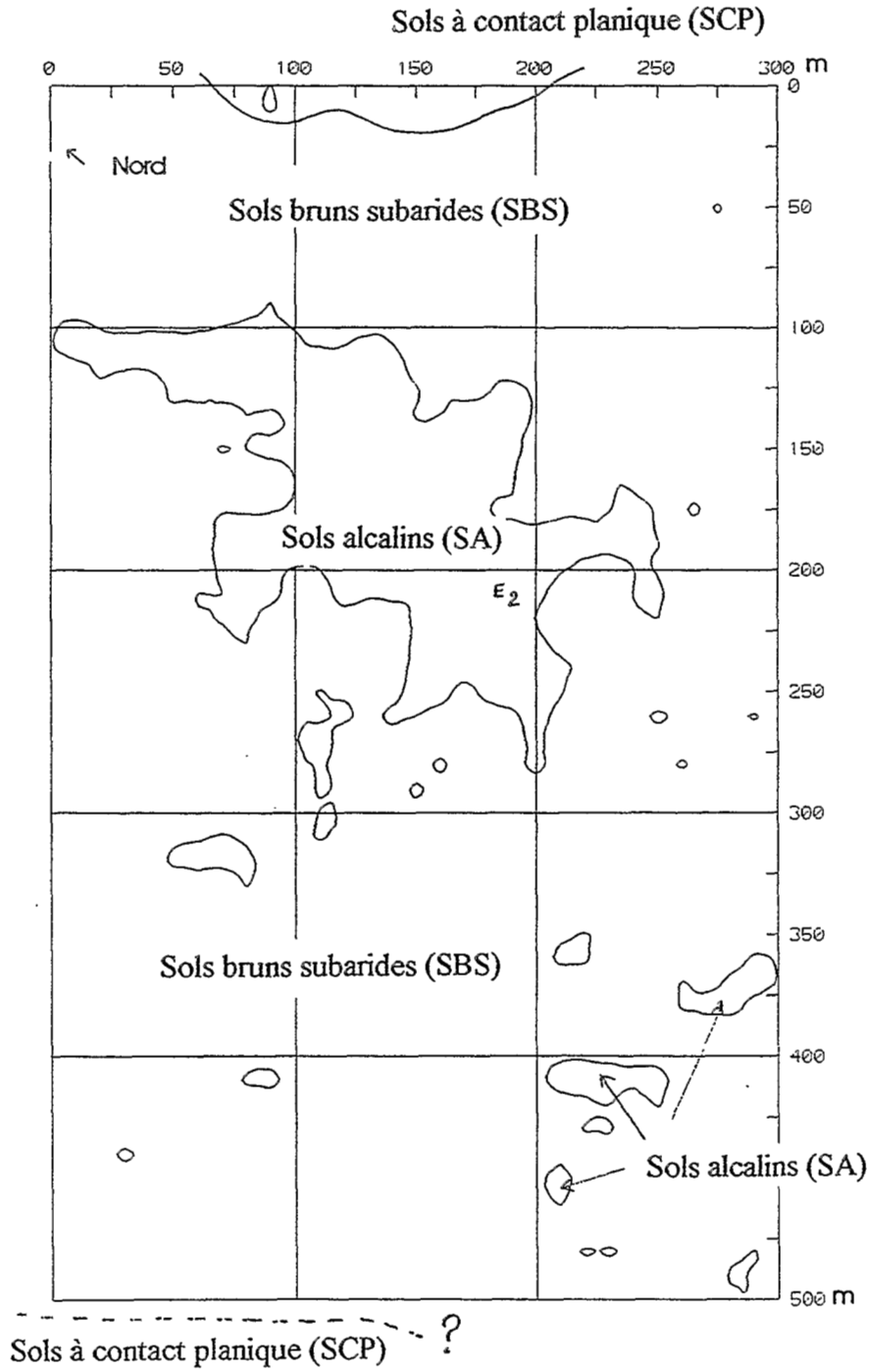
L'Unité SA se répartit dans la tâche alcaline au coeur du périmètre. Tout autour de cette structure, les faibles valeurs de pH correspondent à l'unité SBS. Dans la partie haute du périmètre, l'augmentation régulière et moins brutale des courbes d'iso-pH correspond à l'apparition progressive de l'unité SCP.

Les observations réalisées sur le bas-fond au sein de l'unité SA semble indiquer que les squelettanes sont mieux développés sur les sols du centre de la tâche (P106) et réduits sur la limite nord (F₃)

☞ Profil de répartition du caractère alcalin:

L'organisation générale du caractère alcalin (figure n° 60) est symétrique par rapport à la tâche observée sur le périmètre. Les sols sont alcalins en profondeur sur le bas glacis (SCP), il passent progressivement à des sols bruns subarides non alcalin (SBS). Il y a disparition du caractère alcalin sur tout le profil. Ce premier passage est progressif.

figure n° 59: Cartographie des sols sur le bas-fond étudié.



Une transition brutale survient alors à l'échelle du mètre traduisant le passage aux sols bruns subarides alcalins. Cette même transition brutale se répète alors à sens inverse et l'on observe alors les sols bruns subarides non alcalins (SBS). Plus bas (hors carte), à proximité de la dune, on retrouve les sols à contact planique alcalins en profondeur de bas glacis (SCP). La répartition des sols est **globalement concentrique** (figure n° 59).

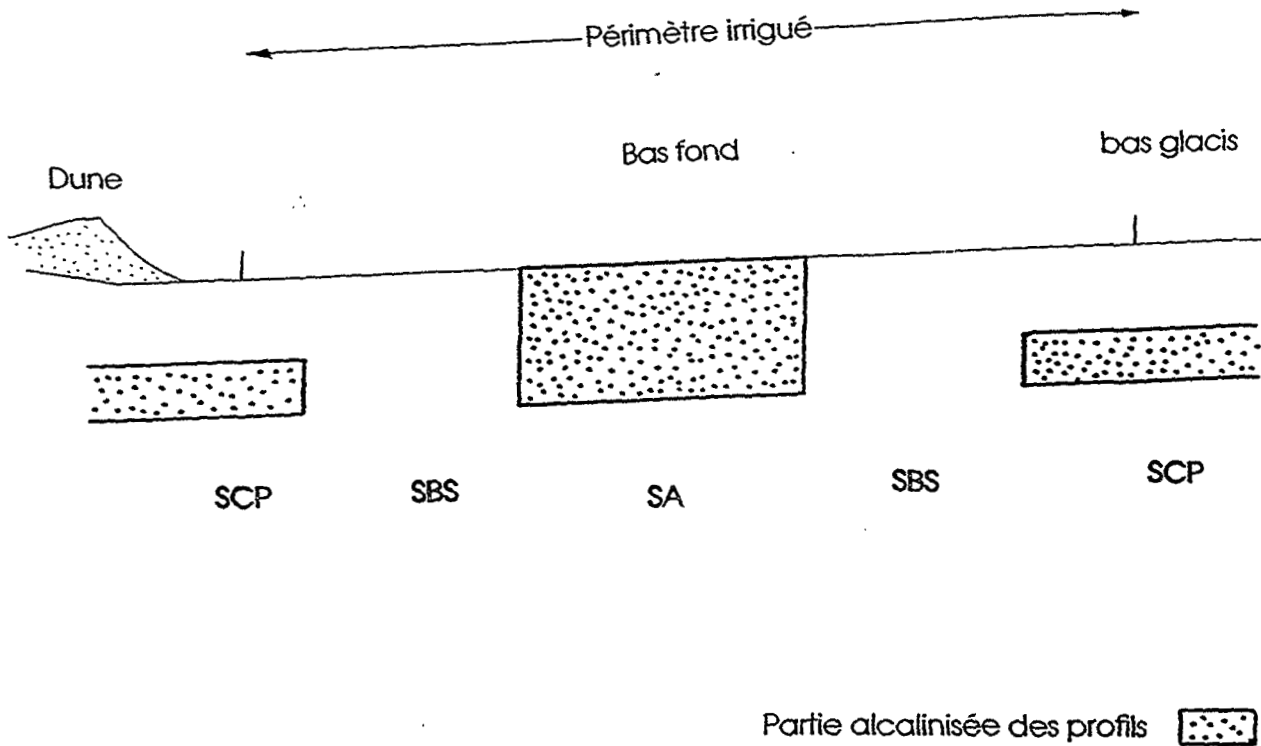


Figure n° 60: Profil de répartition schématique du caractère alcalin sur le bas-fond.

III GENÈSE ET ÉVOLUTION DES SOLS BRUNS SUBARIDES ET DES SOLS ALCALINS:

Nous avons jusque ici eu recours à une démarche descriptive le long des toposéquences, sur la parcelle et le bas-fond. Cette démarche a abouti à un document statique, une cartographie des unités SCP-SBS-SA sur le bas-fond, en relation avec leur environnement.

Nous allons adopter une vision plus "dynamique" du contact net entre SBS et SA. Dans un premier temps, une transition entre ces deux unités est étudiée finement à l'échelle de la tranchée pour comprendre spatialement les changements et leur agencement sur le terrain. Les données chimiques à cette même échelle sont ensuite traitées pour tenter d'expliquer les phénomènes ayant abouti à cette juxtaposition de sol avec leurs propriétés.

A. Étude fine des modalités de passage de SBS à SA:

La cartographie des variations de pH sur la partie Nord du périmètre (figure n° 58) permet de situer avec sûreté des séquences recoupant les zones de contact SBS-SA. Ce contact est abrupt et il est possible de l'étudier en détail sur la paroi d'une tranchée. Un travail à cette échelle spatiale (≈ 10 mètres) a été mené pour comprendre les modalités du passage SBS-SA. Cette étude a porté sur les distributions des traits morphologiques et géochimiques des sols et les correspondances entre ces distributions.

1°) Matériel et méthode

a - Localisation de la zone d'étude:

Afin d'étudier le passage d'un type de sol à l'autre, une fosse de 7,50 m de long a été ouverte perpendiculairement à une zone de transition rapide SBS-SA.

L'organisation des sols est étudiée à partir de la répartition de volumes pédologiques définis par un ensemble de caractéristiques (couleur, texture, structure...). Les propriétés géochimiques sont appréciées par des bilans ioniques réalisés sur des extraits de pâte saturée et des mesures de pH de pâtes saturées.

b - Obtention des analyses

Prélèvements

☐ le pH sur la pâte saturée:

Les relevés de pH sur la pâte saturée ont été réalisés dans les mêmes conditions que celles décrites au chapitre "2, II, A, 1°)". Les mesures ont été menées suivant un maillage serré (10 x 20 cm) qui apparaît sur la figure n° 63. La densité des prélèvements est importante pour mieux cerner la forte variabilité spatiale dans la répartition du pH, signalée lors de la description des horizons. Ces mesures ont été effectuées sur le terrain.

☐ le bilan ionique sur l'extrait de pâte saturée:

Huit séries de prélèvements ont été effectués le long de la fosse P2; la localisation des prélèvements est précisée sur la figure n° 61. Pour chaque série, nous avons opéré tous les 10 cm à partir de 20 cm de profondeur (20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 et 100). On a donc prélevé 72 échantillons suivant un maillage régulier le long de la paroi de la fosse. Ces échantillons ont été traités au laboratoire.

Traitements

Les échantillons ont été portés à l'état de pâte saturée par l'ajout d'eau ultrapure. Après un repos de 24 heures, la solution a été extraite sur des modules à filtration. Les filtres utilisés sont des filtres en acétate de cellulose (millipores™ 0,45 μ m). Ils ont été préparés suivant la méthode préconisée par TESSIER et BERRIER, 1979. Le déplacement des solutions est opéré par pression. Les solutions extraites ont été stockées dans des flacons en polyéthylène, au frais et à l'obscurité.

Détail sur la figure n° 67

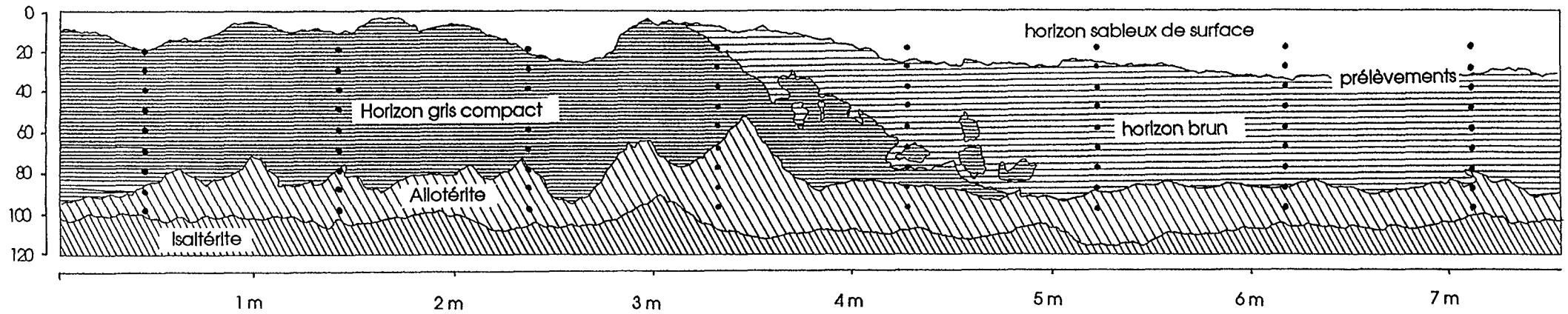


Figure n° 61: Répartition des horizons le long de la tranchée T3.

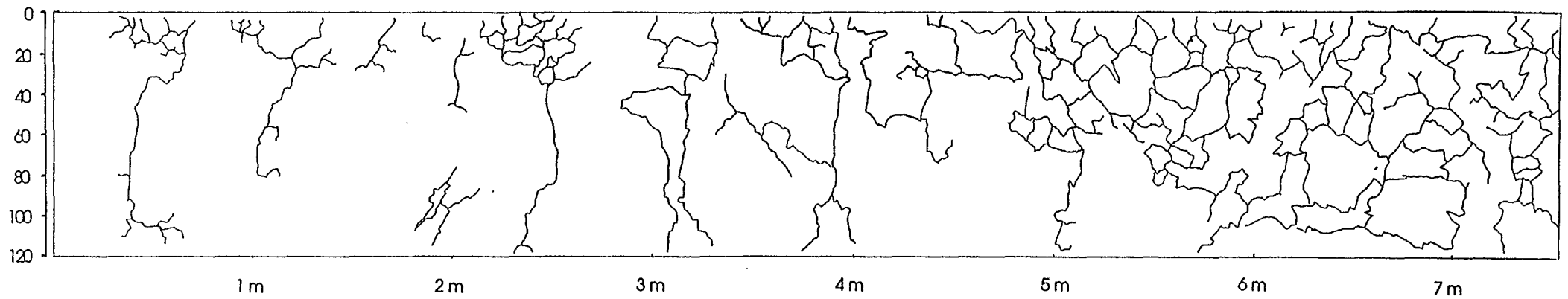


Figure n° 62: Répartition de la macro-structuration le long de la tranchée T3

☞ Analyse: Chromatographie ionique.

Un bilan ionique des solutions a été effectué par la technique de chromatographie ionique au laboratoire des Sciences du sol E.N.S.A./I.N.R.A de Rennes. Le principe de la chromatographie ionique, ses avantages et ses limites, ainsi que les problèmes abordés lors des dosages de solutions du sol sont reportés en annexe II. Tous les ions décelés ont été quantifiés: il s'agit de F, Cl, NO₂, NO₃, SO₄, Na, K, Ca, Mg, NH₄.

☞ Dosage de la silice

La silice a été dosée par colorimétrie au molybdate de sodium en milieu sulfurique (CHARLOT, 1961). Le principe et la méthode sont également reportés en annexe II.

☞ Minéralogie des argiles

La détermination des minéraux argileux s'appuie sur la préparation d'argiles orientées déposées sur des lames de verre. Le protocole est reporté en annexe II. Après traitements, chaque lame a été analysée au diffractomètre équipé d'un tube à anode de cobalt et d'un compteur proportionnel.

Cette méthode a été appliquée sur deux séries de prélèvements, l'un vers le pôle alcalin (cote 150) et l'autre vers le pôle brun subaride (cote 650). Les prélèvements sont échelonnés de la surface vers la profondeur à 30, 50, 70, 90 et 110 cm.

2°) Traits généraux dans la distribution de la morphologie et de la géochimie:

a - L'organisation des sols:

☞ Répartition des horizons:

L'organisation des sols sur la tranchée est visualisée sur la figure n° 61.

1 - *Isaltérite*:

La profondeur de la roche altérée est sensiblement constante tout au long de la tranchée. Elle varie entre 90 et 110 cm. Aucune variation latérale de faciès de la roche n'est observable d'un bout à l'autre de la fosse.

2 - *Allotérite*:

L'allotérite calcaire à nombreux nodules est légèrement plus épaisse vers le pôle alcalin.

3 et 4 - *Horizons sablo-argileux gris compact/brun*:

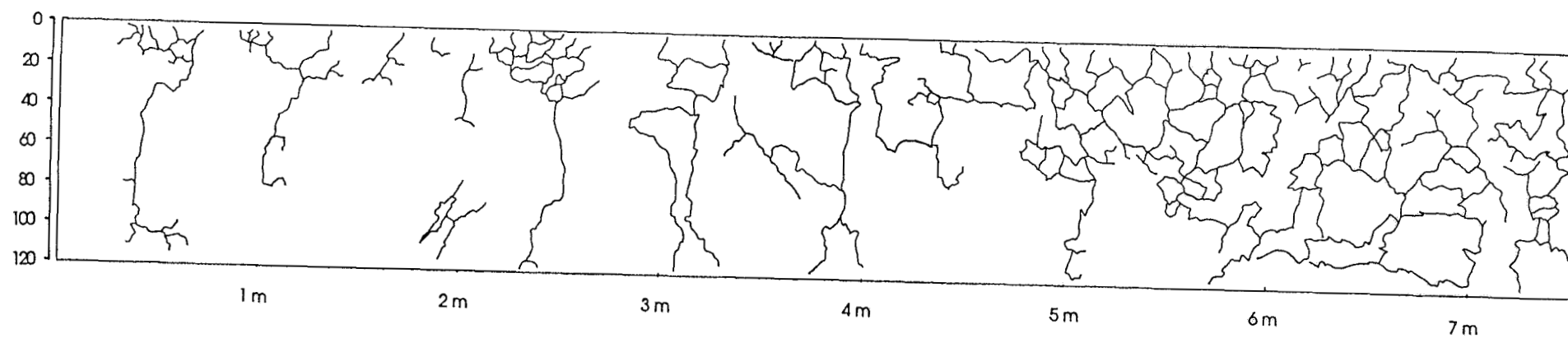
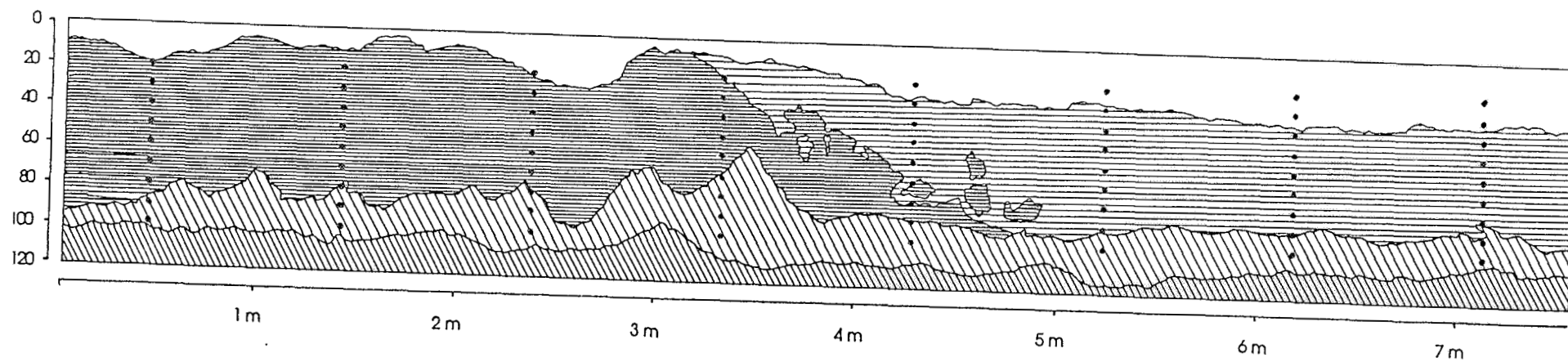
Le passage de l'horizon gris compact à l'horizon brun se fait latéralement. L'horizon compact gris n'est présent que vers le pôle alcalin. Il évolue latéralement vers un type intermédiaire par diminution progressive mais irrégulière de la phase grise et ocre; celle-ci reste cependant majoritaire. On passe ensuite latéralement à l'horizon brun qui présente des volumes gris et ocres au sein d'une matrice brune plus poreuse. Puis vient l'horizon brun typique caractérisé par l'absence de cette phase grise et ocre. Le contact est incliné.

5 - *Horizon sableux de surface*:

L'horizon sableux de surface est mieux développé vers le pôle brun subaride où son épaisseur est constamment supérieure à 20 cm. En revanche, vers le pôle alcalin, il est relativement réduit à 5 ou 10 cm. On ne note pas de différence dans les traits de cet horizon d'un bout à l'autre de la tranchée. Il correspond donc davantage à un épipédon latéralement différencié sur le bas-fond qu'à un horizon *sensu stricto*.

☞ La macro-structuration:

La structuration du sol a été également reportée sur le profil dessiné avec la même échelle (figure n° 62). Dans le détail, on peut observer la présence de deux types de structuration du milieu.



➤ Vers le pôle alcalin, une structuration grossière verticale. Les plans structuraux sont espacés de 50 à 80 cm environ. Ils sont tapissés par un matériel sableux et apparaissent comme des squelettanes profonds et peu épais (cotes 45, 110, 200, 240, 240 et 300).

➤ Vers le pôle brun subaride, une structuration plus fine (5 à 10 cm). Cette structuration se retrouve en surface vers les cotes 50, 250... Elle se développe à partir de la structuration grossière dans les horizons de surface définissant une répartition en entonnoir des fentes.

En résumé, les sols alcalins sont caractérisés par une succession d'horizons verticalement et du bas vers le haut de type "Isaltérite, Allotérite, Horizon gris compact, Horizon sableux". La structuration est grossière et soulignée par les squelettanes profonds mais espacés de 50 à 80 cm. A l'opposé, les sols bruns présentent la succession "Isaltérite, Allotérite, Horizon brun, Horizon sableux". La structuration prismatique est plus fine et les squelettanes sont absents. On retrouve les caractéristiques identifiées lors de l'étude typologique des deux pôles SBS et SA.

b - La géochimie:

☞ Distribution des valeurs du pH:

Les valeurs de pH ont été visualisées sur la figure n° 63. La densité de mesures est représentée par la grille. Les conditions chimiques diffèrent fortement d'un bout à l'autre de la fosse. Le sol brun subaride présente un pH neutre à faiblement alcalin, atteignant difficilement la valeur de 8 au niveau de la frange d'altération de la roche. Vers l'autre pôle, le pH est très alcalin, il atteint rapidement avec la profondeur 9,3 à 9,4. Le passage de l'un à l'autre se fait de manière "chaotique"; on peut cependant reconnaître:

➤ un passage assez régulier, traduit par des courbes d'iso-valeur de pH sensiblement parallèles et inclinées du haut à gauche vers le bas à droite du profil représenté.

➤ une perturbation par des accidents verticaux visibles aux cotes 50, 180, 320, 400 mais surtout à la cote 250 cm.

☞ Répartition de la charge totale dissoute:

Les éléments chimiques ne se répartissent pas de manière uniforme le long de la tranchée (figure n° 64). Les solutions sont beaucoup plus concentrées vers le pôle alcalin où l'on atteint 25 millimoles/l, que vers le pôle brun subaride (4 à 5 millimoles/l). Les solutions issues de la base du profil sont plus concentrées que celles de surface.

☞ Distribution des éléments chimiques:

Les teneurs en sodium, fluorures, alcalinité carbonatée, nitrites et sulfates sont plus fortes vers le pôle alcalin (figures n° 65 a à k). A l'inverse, vers le pôle brun subaride, on observe des teneurs plus importantes en calcium, magnésium, potassium, et phosphates.

Certains éléments présentent une répartition parallèle à la charge totale dissoute (Na, F, Alcalinité carbonatée) alors que d'autres suivent une répartition inverse (Ca, Mg, K, PO₄).

Les teneurs en chlorures et sulfates présentent une particularité par rapport aux autres éléments. Elles ont tendance à augmenter vers le haut du profil et leur répartition est centrée à la fois vers le pôle alcalin mais aussi vers le pôle brun subaride. C'est net pour les chlorures; ça l'est moins pour les sulfates.

La répartition des éléments chimiques permet de les regrouper en 5 groupes:

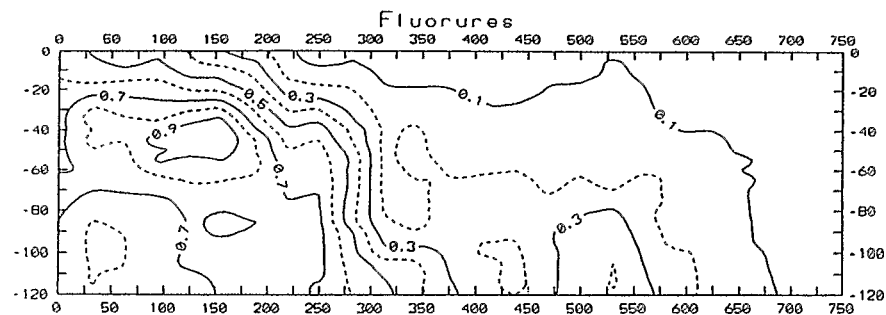
☞ *famille 1*: Les ions sodium, fluorures et les carbonates au sens large (Carbonates + bicarbonates)

☞ *famille 2*: Les ions calcium, magnésium, potassium et phosphates présentent une répartition contraire à celle de la première famille. La corrélation entre les éléments des familles 1 et 2 sont négatives (Tableau n° 13).

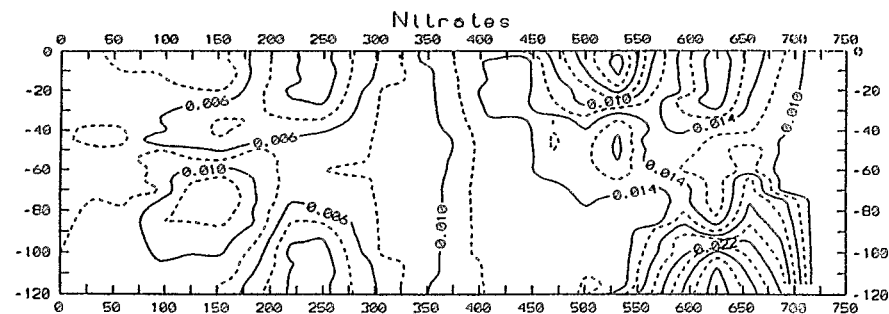
☞ *famille 3*: Les chlorures et sulfates

☞ Les nitrates sont à classer à part en raison de leur répartition en taches assez localisées.

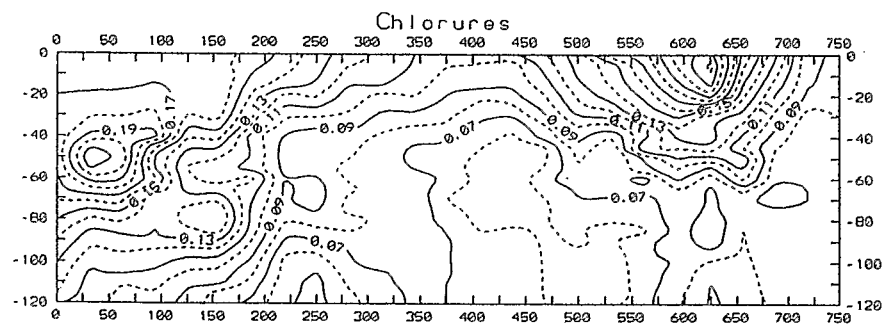
b) fluorures



k) nitrates



h) chlorures



j) nitrites

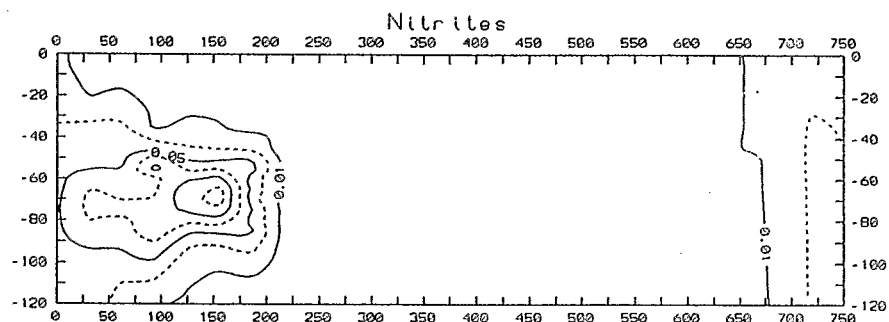
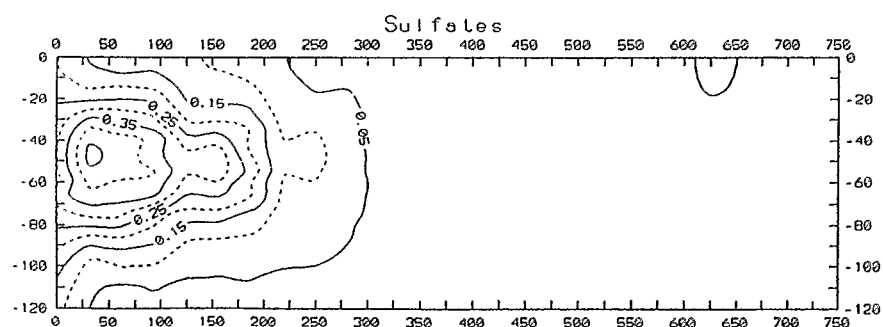
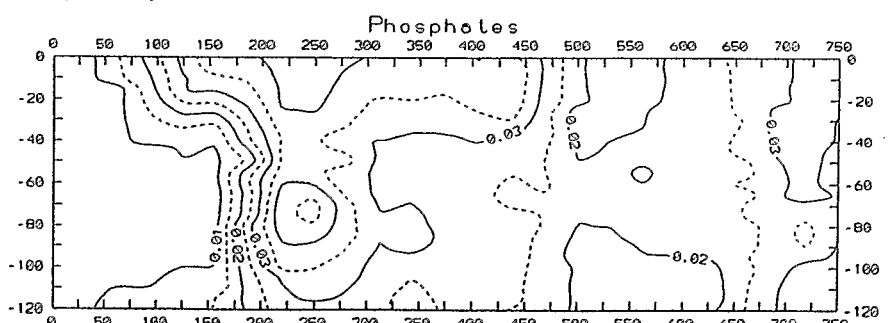


Figure n° 65: Répartition des éléments chimiques sur T3

i) sulfates



g) Phosphates



c - traits minéralogiques:

La fraction argileuse se compose d'un mélange de smectites et de kaolinites dans les deux unités de sol. On observe cependant que les proportions de smectites sont plus élevées vers le pôle alcalin que vers le pôle brun subaride. Les proportions de smectites augmentent également vers la profondeur. Les spectres de diffraction des rayons X sont reportés en annexe IV.

d - correspondance entre l'organisation et la géochimie:

☞ Organisation des sols et distribution du pH:

Il apparaît globalement, à cette échelle d'observation, que la relation n'est pas très étroite entre le type d'horizon reconnu et le pH mesuré sur la pâte saturée.

□ L'isaltérite: c'est l'horizon où la variabilité des valeurs de pH est la plus forte. Ces différences de valeurs sont fortement liées à la nature du matériel présent dans le prélèvement. Les valeurs de pH vont de 5,2 pour un fragment peu altéré composé de minéraux primaires peu cimentés entre eux, à 9,6 dans le cas d'un matériel argileux grisâtre au sein d'une ancienne fracture de la roche.

□ L'allotérite: les valeurs de pH sont élevées au sein de cet horizon. On note cependant là encore une variabilité importante. On trouve des valeurs de pH allant de 8,7 à 9,8 du côté alcalin et de 7,5 à 8,8 vers le pôle brun subaride.

□ L'horizon compact gris: cet horizon est globalement alcalin avec des valeurs de pH allant de 7,9 à 9,6. On note un gradient positif des valeurs de pH vers la profondeur.

□ L'horizon brun: la fourchette des valeurs est comprise entre 7,2 pour la droite jusqu'à 8,5 au milieu de la tranchée. Là encore, on observe un gradient de la surface vers la profondeur auquel vient s'ajouter un gradient latéral comme le souligne l'inclinaison des courbes d'iso-pH.

□ L'horizon sableux de surface: Le pH de cet horizon est inférieur à 8 et peut descendre jusqu'à 6,8 vers le pôle brun subaride. On observe un épaissement de l'épaisseur de l'horizon à la cote 250, parallèlement à de basses valeurs de pH (<8). Pour le reste de la fosse vers le pôle alcalin, l'épaisseur de l'horizon est inférieur à 10 cm. La première valeur de pH ayant été mesurée à 10 cm, il n'est pas possible d'étudier la correspondance.

☞ Macro-structuration et répartition du pH:

La superposition de la macro-structuration et des valeurs de pH souligne le lien qui existe entre ces deux caractéristiques. Vers le pôle alcalin, chaque plan sableux est associé à une chute des valeurs de pH, ce qui nous éclaire sur les perturbations verticales dans la distribution du pH le long de la tranchée. Vers le pôle brun subaride, la structuration fine est associée à une baisse des valeurs de pH, spatialement plus générale.

En résumé, la répartition de l'organisation et de la géochimie des sols le long de la tranchée traduit le passage d'un type de sol (SBS) à l'autre (SA). Géochimie et morphologie de la couverture pédologique **sont globalement liées**. La macro-structuration du milieu intervient cependant pour perturber la correspondance entre les volumes pédologiques et la géochimie. Elle est responsable des accidents verticaux observés dans la répartition du pH.

e - La transition:

La distribution des caractéristiques du sol apparaît complexe dans le détail. Elle permet cependant de positionner la transition entre les deux unités de sol SBS-SA.

☞ Le contact entre les horizons gris compact/brun:

Ce contact n'est pas brutal mais progressif et se fait par l'apparition de volumes intermédiaires comme nous l'avons signalé. La zone de contact est localisée entre les cotes 350 et 450. Elle est présentée en détail sur la figure n° 67. Des volumes appartenant à l'horizon compact gris se retrouvent isolés dans l'horizon brun. On observe inversement deux volumes présentant une matrice semblable à celle de l'horizon brun au sein de l'horizon gris compact. Ces deux volumes sont associés au développement d'un squelettane. On notera également à proximité immédiate du contact Horizon compact gris-Horizon brun et au sein de la matrice brune, la présence de deux squelettanes. Ce sont les seuls squelettanes observés au sein de cette matrice.

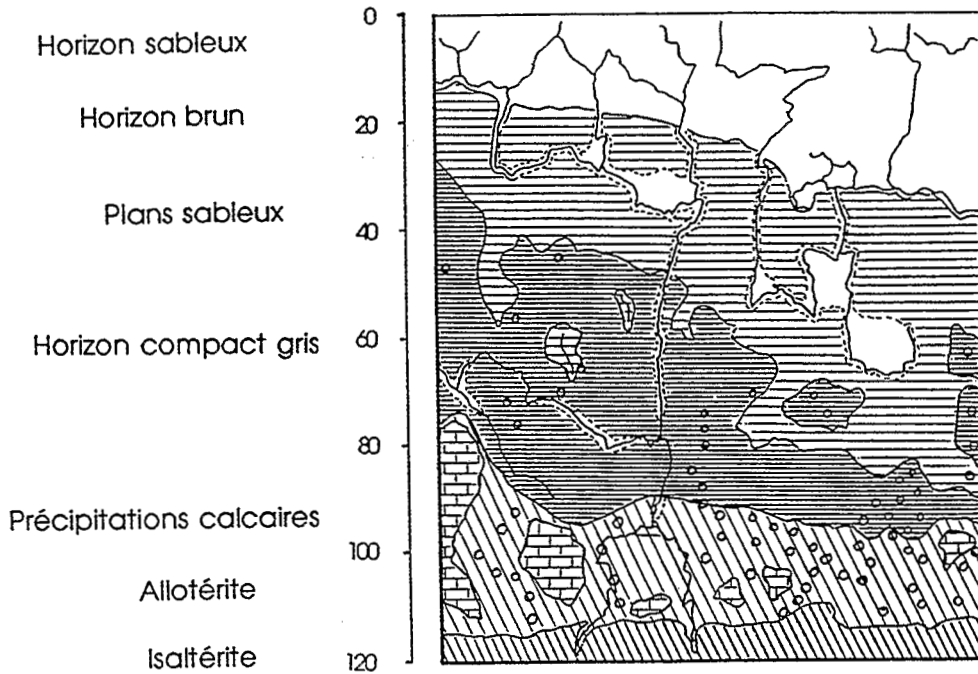


figure n° 67: Détail du contact morphologique entre les sols bruns subarides et les sols alcalins.

☞ La distribution du pH:

La distribution des valeurs de pH montre une limite inclinée, conséquence de la présence de deux gradients, vertical et latéral. Ceci peut se traduire par:
(z = profondeur, x = longueur)

$$\left(\frac{\partial \text{pH}}{\partial z}\right)_x > 0 \text{ et } \left(\frac{\partial \text{pH}}{\partial x}\right)_z < 0 \text{ d'où } \left(\frac{\partial}{\partial x}\right) < 0$$

L'étude analytique à l'échelle de la parcelle a montré que la limite entre les deux unités de sol est soulignée par un pH de 8,4 à 40 cm de profondeur. Elle se situerait donc vers la cote 300 cm.

☞ La distribution des éléments chimiques:

La distribution du sodium, des fluorures, de l'alcalinité carbonatée et de la charge totale dissoute permet de situer la transition SBS-SA entre les cotes 250 et 350 cm. Cette transition est inclinée et parallèle à celle déterminée à partir des organisations (figures n° 65 a, b et c).

La distribution du calcium, du potassium et du magnésium permet en revanche de situer la transition entre les cotes 250 et 350 mais l'inclinaison y est inversée (figures n° 65 d, e et f).

$$\left(\frac{\partial \text{Ca}}{\partial z}\right)_x > 0 \text{ et } \left(\frac{\partial \text{Ca}}{\partial x}\right)_z > 0 \text{ d'où } \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right) > 0$$

Enfin, en se fondant sur la répartition des phosphates ou des nitrates, la limite est décalée vers le pôle alcalin (cotes 150 à 200) et présente un bombement vers le milieu du profil (figures n° 65 g et j).

f - conclusion:

□ Les traits morphologiques et géochimiques sont globalement liés. Il n'y a cependant pas de correspondance étroite, dans le détail, entre ces caractéristiques ou grandeurs. Des perturbations verticales dans la répartition du pH peuvent s'expliquer par l'intervention de la macrostructuration le long de la tranchée.

□ La figure n° 68 permet de résumer les différentes possibilités qui se présentent pour situer la transition le long de la tranchée. On remarque que les traits morphologiques décalent la position vers le pôle brun subaride et que les traits géochimiques la décalent vers le pôle alcalin. Ce décalage entre les caractéristiques morphologiques et géochimiques contribue à la correspondance médiocre déjà signalée.

□ Le contact entre les sols bruns subarides et les sols alcalins est brutal et incliné. La formation d'un type de sol ou de l'autre ne résulte pas d'une variabilité de composition chimique de la roche mère. Ces observations traduisent la présence d'un front de transformation d'un type de sol sur l'autre. On ne peut cependant pas conclure, sans étude spécifique, quant au sens d'évolution de ce front de transformation.

Le contact incliné semble traduire une régression des sols alcalins au profit des sols bruns subarides (FRITSCH *et al.*, 1992) si l'évolution se fait *per descensum*.

On observe à la fois des volumes de l'horizon brun dans l'horizon compact gris et des volumes de l'horizon compact gris dans l'horizon brun. Ces volumes peuvent être interprétés comme précurseurs ou comme reliques et ne nous informent pas sur le sens de progression de ce front. Les deux squelettanes observés dans la matrice brune à proximité immédiate du contact Horizon gris compact-Horizon brun est en revanche un argument qui appuie l'idée d'une régression des sols alcalins.

Nous avons recherché un indicateur du sens d'évolution dans la morphologie des nodules calcaires et de la calcite.

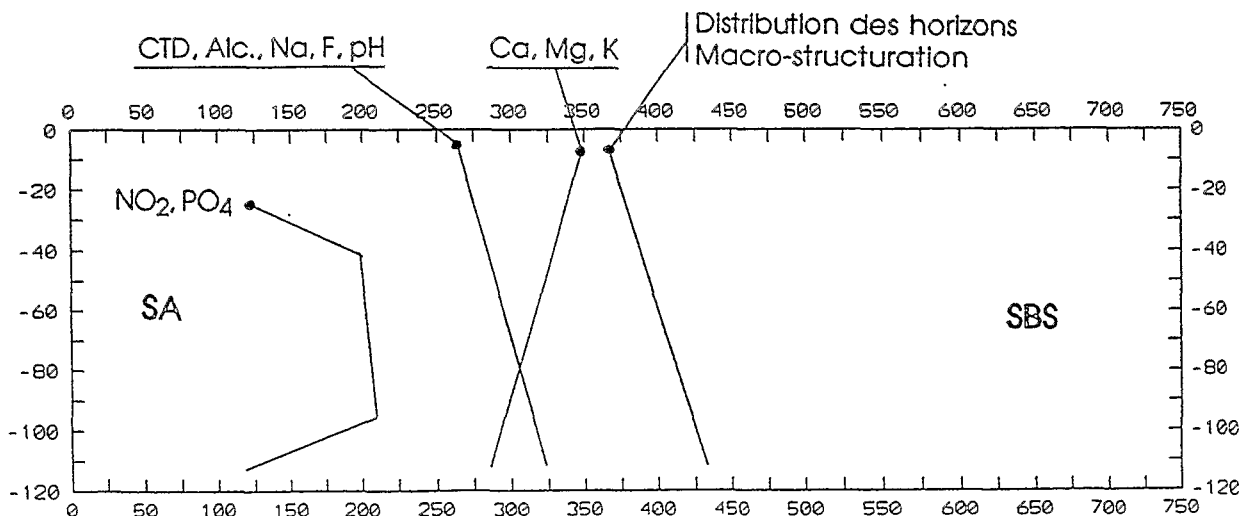


Figure n° 68: Localisations de la limite SBS-SA en fonction de l'indicateur utilisé.

3°) La calcite comme indicateur du sens de la transformation:

a - morphologie des nodules:

Les nodules calcaires ne sont pas toujours présents dans les sols de LOSSA. Nous avons constaté, sans pouvoir en comprendre la raison, que les nodules sont nombreux sur les bordures de la tache alcaline. Ces observations rejoignent celles faites par TAUPIN (1984). Les nodules calcaires sont présents tout au long de la fosse, au dessus du front d'altération de la roche, principalement localisés dans l'allotérite, même s'ils apparaissent également dans l'horizon compact gris et à la base de l'horizon brun.

Vers le pôle alcalin, ces nodules présentent un cortex blanc, induré, et une partie centrale grisâtre. Ils sont très faciles à prélever et ne se brisent pas sous la pression des doigts. En revanche, à l'autre bout de la fosse, le cortex est friable et le coeur du nodule a disparu à tel point qu'il est délicat de le prélever sans le briser. Le nodule ne comporte alors qu'un cortex fragilisé, la partie centrale étant comblée par le matériel sablo-argileux brun. Le passage de l'un à l'autre se fait vers la cote 400; à ce niveau, il est possible de prélever des nodules calcaires présentant un cortex fragile qui peuvent s'écraser sous une forte pression des doigts.

La modification dans la morphologie des nodules calcaires coïncide avec la localisation morphologique de la transition. La morphologie des nodules est un premier indicateur du sens de la transformation. Elle traduit une structure ancienne et non une structure naissante. Le nodule ne se forme pas en commençant par le cortex pour remplir ensuite le reste de la structure. En revanche, la structure en septaria, présentant un cortex induré et des fentes radiales au coeur, permet d'expliquer l'organisation observée dans une cinétique de dissolution; le coeur du nodule se dissout plus rapidement que le cortex induré.

b - Observations microscopiques de la calcite:

☞ Méthode

Les nodules calcaires ne présentent pas le même aspect macroscopique d'un bout à l'autre de la fosse. Une gamme de nodules a été prélevée dans la longueur afin d'observer les modifications cristallines associées à ces variations d'aspect et de résistance du nodule. Nous avons eu recours au microscope électronique à balayage pour caractériser:

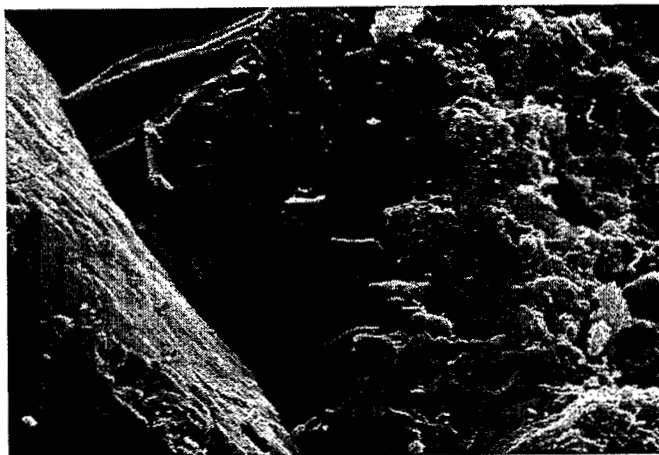
- ☛ les formes de calcite et les figures de dynamique éventuelles,
- ☛ la composition chimique de la calcite de ces nodules.

Le premier travail est mené sur des fragments de nodules calcaires, sans traitements particuliers, métallisés à l'or. En revanche, la composition chimique a été déterminée à l'aide de la microsonde, sur des échantillons imprégnés dans de la résine et polis à la pâte diamantée.

☞ Résultats:

☐ Les formes de cristallisation:

Les nodules calcaires issus de la zone alcaline présentent des cristaux de calcite sains, sans figures de corrosion (photo n° 5). La forte résistance du nodule nous a contraint à casser le nodule pour l'observation. Il est dans ce cas difficile de faire la part entre les cristaux de calcite sains et la zone de fracture.



g = 5000 5μ ———

Photo n° 5: Forme de cristallisation de la calcite vers le pôle alcalin.

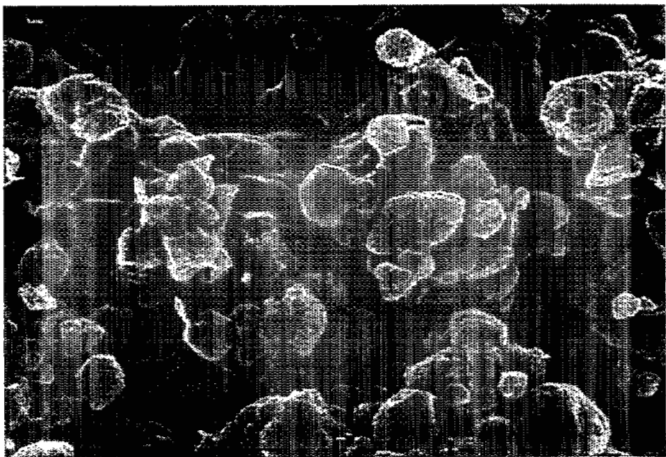
Les nodules calcaires issus de la zone de contact entre les deux types de sol (cote 400) présentent deux types de calcite: il y a tout d'abord des cristaux de taille moyenne présentant des figures de corrosion (DELMAS *et al.*, 1987, photo n° 6). Ces cristaux sont associés à une phase à cristallisation plus fine, de forme plus ou moins ovoïde à sphérique à surface irrégulière et plus rarement anguleuse.



g = 5000 5μ

photo n° 6: Forme de cristallisation de la calcite vers la transition.

Enfin, à l'autre extrémité de la fosse, la calcite présente est à cristallisation fine (photo n° 7) comme celle présente dans la partie médiane, mais fréquemment recouverte par un matériel argileux qui apparaît translucide à la loupe binoculaire.



g = 5000 5μ

Photo n° 7: Forme de cristallisation de la calcite vers le pôle brun subaride.

□ La composition chimique

On n'observe pas de modification significative dans la composition chimique des nodules d'un bout à l'autre de la fosse. Les nodules sont composés de grains de nature variable cimentés par de la calcite. La calcite est légèrement magnésienne; le pourcentage de magnésium ne varie pas d'un bout à l'autre de la tranchée (Tableau n° 14).

Cote (cm)	% Ca	% Mg
125	96,6	1,9
125	96,4	2,2
360	95,7	1,9
620	95,8	2,3
620	96,4	2,2

Tableau n° 14 Composition chimique de la calcite des nodules le long de la tranchée.

☞ Interprétation:

La composition chimique de la calcite des nodules étant similaire d'un bout à l'autre de la fosse, on peut penser que tous les nodules se sont formés dans un même environnement. Les figures de dissolution observées vers la cote 400 **traduisent une dynamique de la calcite**. La calcite se dissout au niveau du front de transformation et recristallise sous une forme moins compacte, friable.

4°) Synthèse des observations à l'échelle de la tranchée:

L'étude fine à l'échelle de la tranchée permet de mettre en évidence une bonne correspondance globale entre les traits morphologiques et géochimiques. Dans le détail, il apparaît cependant que la correspondance est médiocre. La distribution de la macrostructuration permet d'expliquer en partie ce phénomène.

Le positionnement de la transition en fonction de différents indicateurs montre qu'il n'en demeure pas moins un décalage entre les données morphologiques et les données géochimiques. Ce décalage s'explique par la présence d'un front de transformation. L'observation des formes de précipitation de la calcite à l'échelle du nodule et du cristal de calcite nous enseigne que:

- ☛ tous les nodules se sont formés dans un environnement similaire,
- ☛ les nodules présents vers le pôle brun subaride ont évolué et se sont fragilisés. Il y a eu dissolution de calcite et reprécipitation sous une forme plus fine.

Cette modification coïncide avec la présence du front de transformation. Celui-ci traduit donc une transformation des sols alcalins en sols bruns subarides. **Il y a progression de l'unité SBS sur l'unité SA.**

Muni des informations concernant la dynamique du milieu, à savoir la progression des sols bruns subarides sur les sols alcalins, on peut expliquer la multiplicité des facteurs intervenant sur la répartition des traits géochimiques et séparer les gradients internes à chaque horizon et les gradients de la transformation.

La limite SBS-SA est décalée vers le pôle alcalin si l'on se fonde sur un indicateur géochimique pour localiser sa position plutôt que sur des traits morphologiques. Dans l'optique du front de transformation SBS-SA, **les sols perdent leurs caractéristiques géochimiques avant de changer de traits morphologiques**. Ce phénomène est responsable des gradients que l'on peut observer au sein des mêmes volumes pédologiques.

Les perturbations verticales dans la répartition du pH peuvent être attribuées à la macro-structuration du milieu et au développement de squelettanes fins. La chute du pH ne s'accompagne pas de modifications dans la couleur de la matrice, autour des squelettanes de l'horizon gris compact. On peut donc supposer que ces perturbations verticales correspondent à un second front de transformation de l'horizon sableux de surface dans l'horizon sablo-argileux gris compact.

B Les mécanismes responsables de la génèse du pôle alcalin:

L'étude précédente a mis en évidence une transformation des sols alcalins en sols bruns subarides. Il n'en demeure pas moins que des conditions anciennes ont donné naissance aux sols alcalins.

Les phénomènes d'alcalinisation sont généralement considérés comme résultant d'une concentration des éléments chimiques sous l'influence de l'évaporation. Cette hypothèse est envisageable à LOSSA où les solutions du sol (approchées par des pâtes saturées) sont au moins cinq fois plus concentrées vers le pôle alcalin que vers le pôle neutre (figure n° 64). Nous avons également constaté que certains éléments chimiques suivent une répartition similaire à celle de la CTD, et que d'autres semblent suivre au contraire une répartition inverse (figure n° 65). Les phénomènes de concentration des solutions ne sont donc pas seuls à intervenir. Ils sont associés à des interactions entre les éléments chimiques.

La démarche adoptée dans ce chapitre est plus "mécaniste". Les données chimiques recueillies le long de T3 sont traitées pour comprendre les mécanismes géochimiques responsables des changements de faciès chimique (figure n° 66). Le milieu est abordé comme un milieu évaporant et le premier travail consiste à choisir un indicateur de l'état de concentration des solutions. Le comportement des espèces chimiques en fonction du facteur de concentration est alors étudié.

1°) Origine des éléments chimiques:

Nous avons vu que la répartition des éléments chimiques permet de les regrouper en famille. Les éléments chimiques des familles 1 et 2 présentent un gradient de concentration positif vers le bas des profils.

Parmi ces éléments, on observe que les fluorures, habituellement présents en faible concentration, atteignent des molalités de l'ordre de la millimole dans les solutions de sol de LOSSA. TRAVI (1988) signale que la présence d'ions fluorures en forte quantité dans les eaux souterraines est fréquente en Afrique de l'Ouest et qu'elle est associée à des sédiments phosphatés. Dans les terrains anciens du Sénégal Oriental, les granitoïdes (magmatismes de type calco-alcalin) fournissent des eaux souterraines riches en fluorures en raison de la présence de minéraux tels que l'apatite, la biotite et la tourmaline. L'annexe V présente une liste de minéraux susceptibles d'être une source de Fluor. Les teneurs en ions fluorures observées à LOSSA peuvent être attribuées à l'altération de la roche mère en raison du gradient de concentration positif qu'elles présentent vers le bas des profils. De cette remarque, on peut avancer que tous les ions qui présentent une répartition similaire à celle des ions fluorures sont issus des phénomènes d'altération du socle. Il s'agit en première approximation des ions fluorures, sodium et carbonates (familles 1).

Le calcium et le magnésium présentent un gradient de concentration vers le bas du profil mais une distribution différente de celle des fluorures. Il semble que l'origine soit similaire mais que d'autres phénomènes soient intervenus.

Les éléments chimiques de la famille 3 (Cl et SO₄) présentent en revanche un gradient de concentration vers le haut des profils. On doit envisager pour ces ions une autre source susceptible d'enrichir le haut des profils: les ruissellements.

2°) Méthode d'étude des phénomènes d'alcalinisation:

a - Les concepts utilisés dans cette étude:

Les concepts utilisés dans cette étude n'ont pas été exposés ici. Le lecteur peut se reporter à l'annexe VI où sont détaillés les concepts d'alcalinité (BOURRIE, 1976), d'alcalinité résiduelle (VAN BEEK et VAN BREEMEN, 1973) et d'alcalinité résiduelle généralisée (DROUBI, 1976).

b - Le facteur de concentration:

Le travail consiste à tester l'hypothèse que l'alcalinisation résulte de la concentration des solutions du sol. L'estimation de la concentration des solutions se fait à l'aide d'un traceur chimique.

Le traceur chimique est un indicateur qui doit marquer le phénomène de concentration des solutions sans interagir avec son environnement. C'est à dire qu'il ne doit pas participer à des phénomènes de précipitation ou d'échange avec la phase solide. Ceci peut se traduire par la relation simple de proportionnalité entre la molalité d'un traceur T à l'état initial (indice i) et sa molalité après évaporation d'une fraction d'eau:

$$[T] = FC.[T]_i$$

FC est le facteur de concentration, c'est à dire le rapport du volume d'eau initial sur le volume d'eau final. La source de l'élément traceur doit être la même que la source des éléments dont on étudie le comportement au cours de la concentration, car dans notre cas il s'agit de comparer différents extraits à des gammes de concentration différentes mais ne dérivant pas les uns des autres directement par concentration ou dilution.

Les ions chlorures sont généralement utilisés comme traceur chimique pour déterminer l'état de concentration ou de dilution d'une eau. Cela signifie que pour classer une série de solutions en fonction de leur concentration, on utilise généralement le quotient entre la teneur en ions chlorures de la solution considérée avec la plus petite teneur en ions chlorures observée dans l'ensemble des solutions (GALLALI, 1980).

$$FC = \frac{[Cl]}{[Cl]_i}$$

Cette méthode a été utilisée par VALLES (1989) et BARBIERO (1990) sur les terrasses de LOSSA et SONA, VALLES (1987) dans la vallée de l'Oued MEDJERDAH en TUNISIE, GUEDDARI (1984) pour l'étude de la géochimie du lac NATRON en TANZANIE, et LARAQUE, (1991) pour cerner l'évolution géochimique de quelques "açudes" dans le Nordeste Brésilien.

En revanche, dans certains cas, l'utilisation des ions chlorures comme indice de la concentration d'une solution donne des résultats médiocres. Aussi, il est parfois préférable d'utiliser d'autres éléments: GUEDDARI (*op cit.*) a eu recours au potassium total dans le cas de l'étude du CHOTT EL JERID en TUNISIE. N'DIAYE (1987) a utilisé la force ionique des solutions comme traceur dans le cas du delta central du Niger au MALI et LOYER (1989) a eu recours à la teneur en magnésium pour la basse vallée du fleuve SENEGAL. GONZALEZ-BARRIOS (1992) s'est servi de la somme des cations dans la COMARCA LAGUNERA au MEXIQUE. Il n'y a donc pas de traceur universel pour l'étude des milieux évaporatoires. Il faut s'adapter au coup par coup en fonction du terrain étudié.

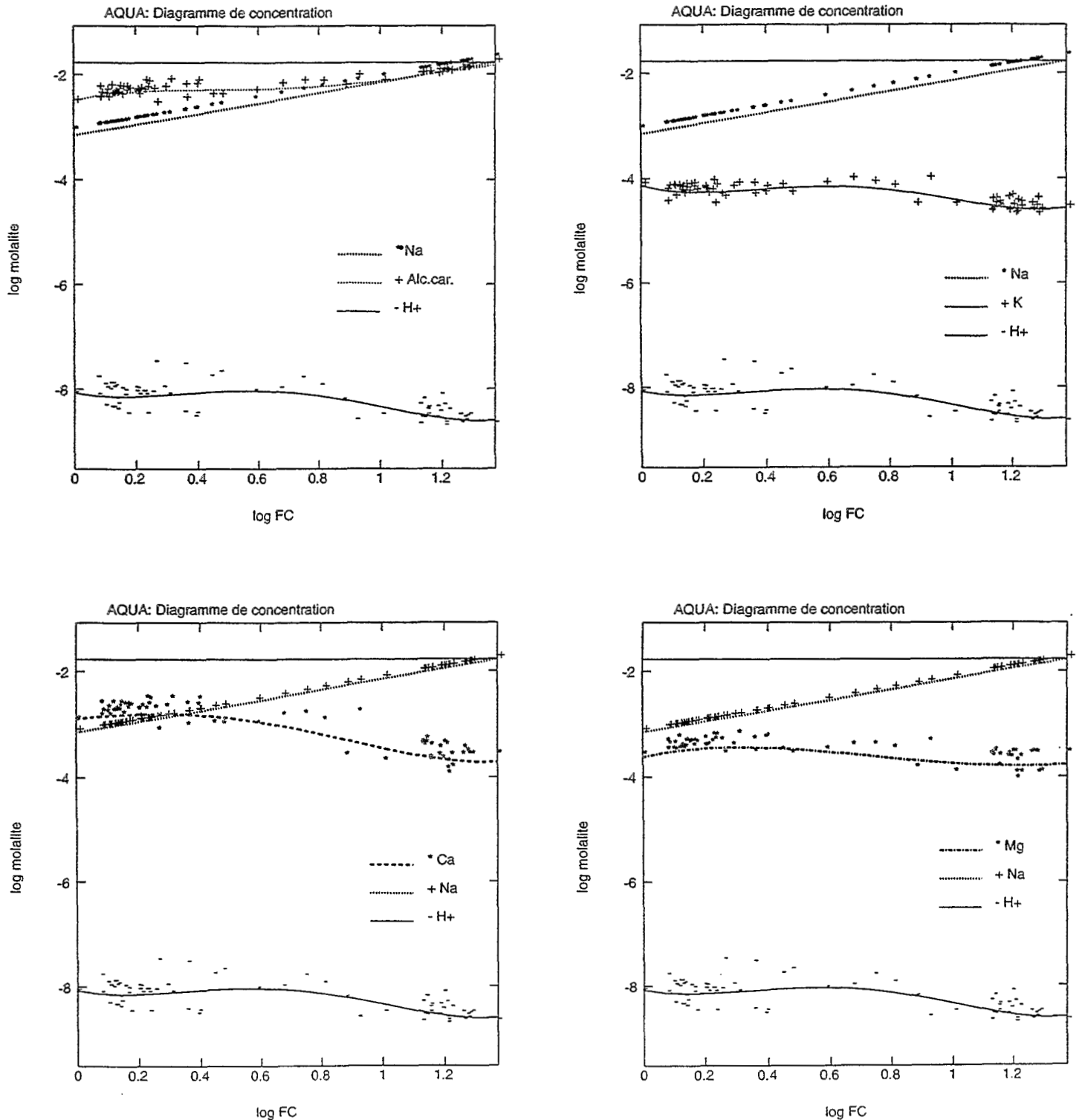
Le traceur chimique est un outil qui doit suivre de manière proportionnelle le phénomène étudié. Les ions chlorures traduisent généralement de manière proportionnelle les phénomènes de concentration des solutions qui engendrent les problèmes de salinisation des sols. Ainsi, le recours aux ions chlorures dans ce cas est justifié et peut même être couplé aux ions sodium qui présentent un comportement similaire.

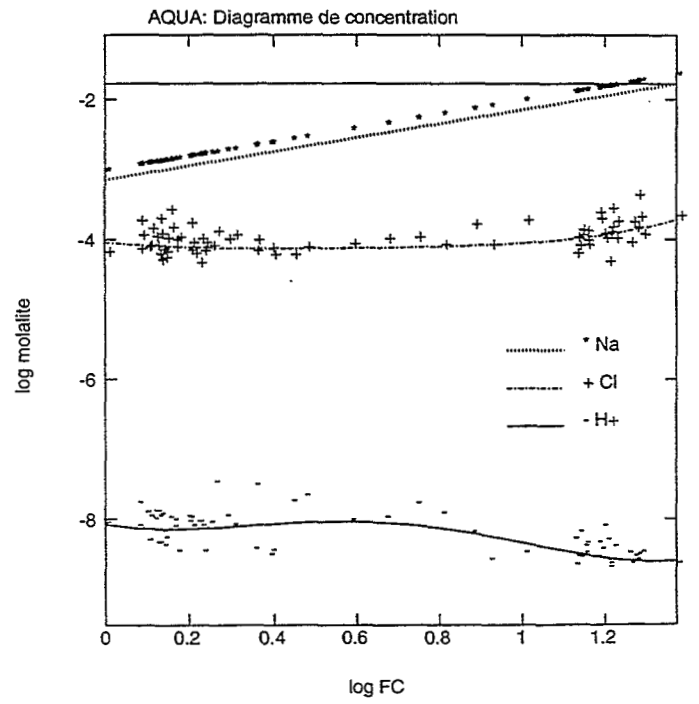
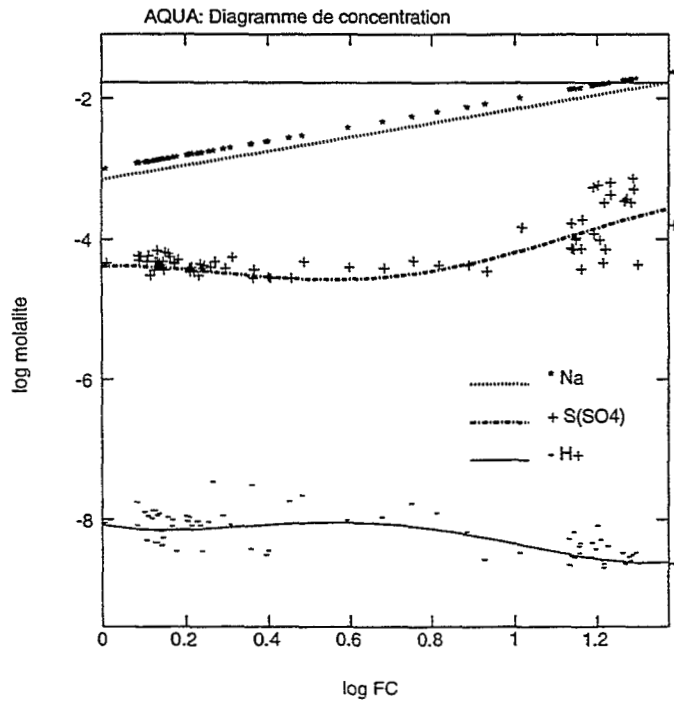
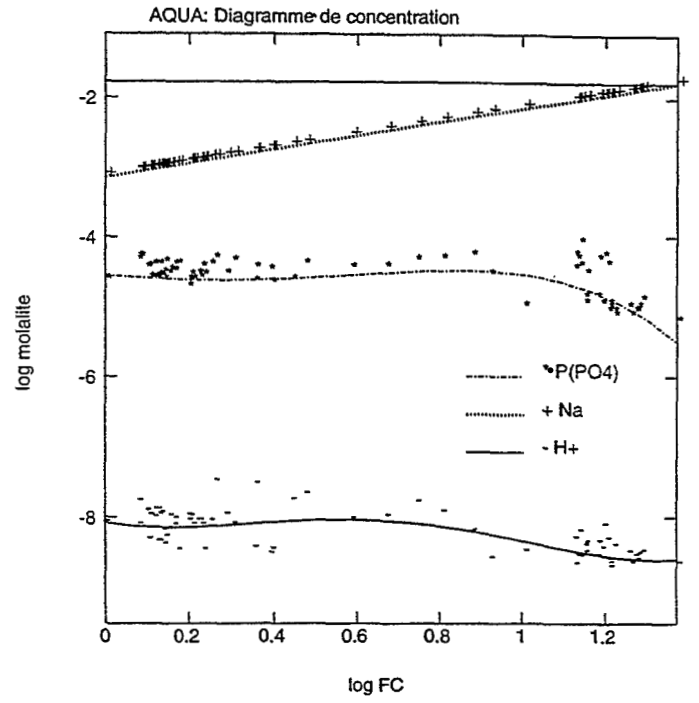
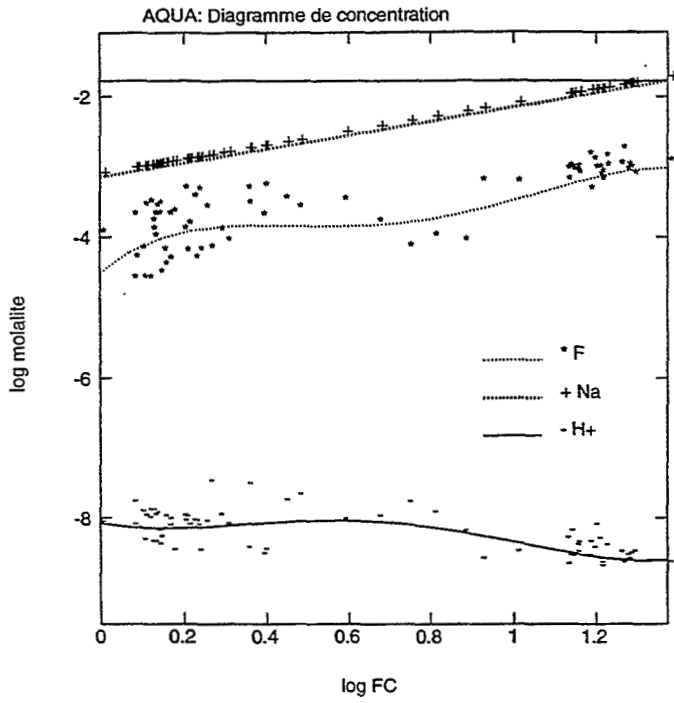
Outre les phénomènes de concentration, l'alcalinisation des sols dépend d'autres facteurs tel que la nature chimique des solutions; celle-ci intervient pour orienter le processus vers la "voie saline neutre" ou la "voie alcaline" (CHEVERRY, 1974) puis vers d'autres embranchements (DROUBI, 1976, VALLES *et al.* 1991). De par la famille chimique des solutions intervenant dans les processus d'alcalinisation, les teneurs en chlorures sont généralement faibles. Les teneurs en sodium sont plus fortes et directement proportionnelles au phénomène d'alcalinisation dans le cadre d'une famille chimique alcaline carbonatée (VALLES *et al.*, 1991). Le caractère conservatif des ions sodium peut cependant être affecté par les phénomènes d'échange avec le complexe adsorbant du sol. Il convient de vérifier si ces phénomènes sont négligeables face aux quantités présentes en solution et s'ils n'affectent pas l'évolution des teneurs en solution.

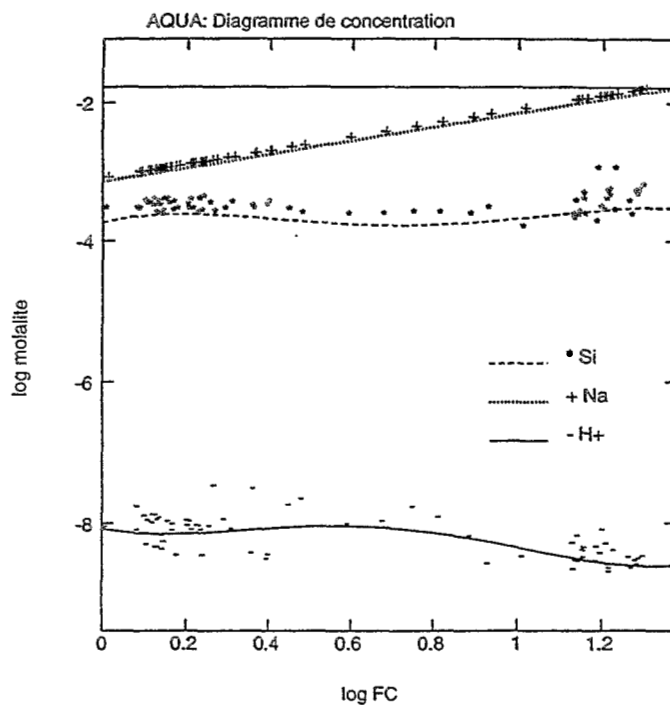
Les ions sodium ont été utilisés très récemment comme traceur par AUQUE (1993) en Aragon pour l'étude de mélanges d'eau. Cette méthode a donné des résultats convenables.

En fonction de ce qui précède, les processus accompagnant l'alcalinisation des sols à LOSSA vont être étudiés en utilisant les ions sodium comme traceur chimique. On vérifiera après coup leur caractère conservatif.

Figure n° 69: Analyses chimiques de T3 ordonnées en fonction des teneurs en ion sodium.







Mg/Ca

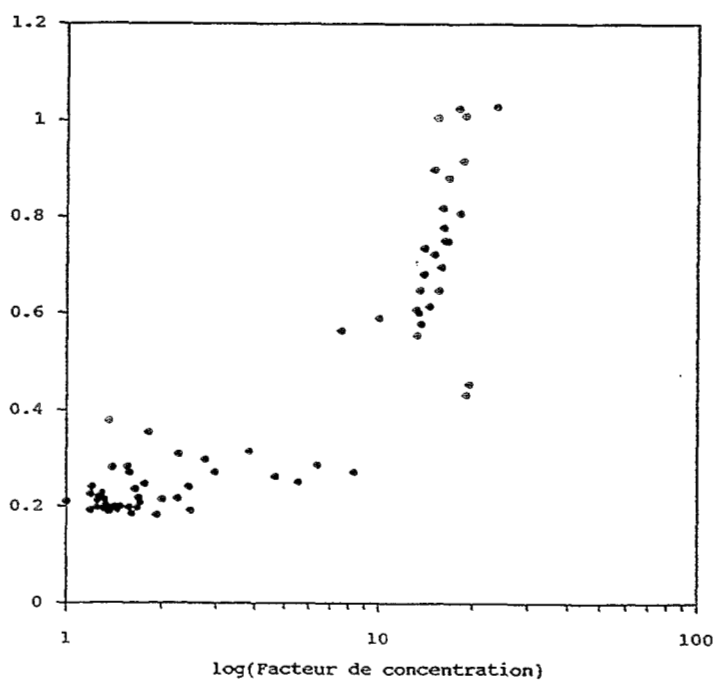


Figure n° 70: Evolution du rapport Mg/Ca en fonction du facteur de concentration.

3°) Résultats:

a - Diagramme de concentration:

Les concentrations des différents ions ont été reportées en fonction des teneurs en sodium des solutions sur le diagramme \log (molalité) *versus* \log (facteur de concentration) de la figure n° 69.

Les concentrations des différents éléments forment des nuages de points faiblement dispersés qui définissent une évolution en fonction du facteur de concentration.

On peut tirer de la lecture de ce diagramme que:

☞ Les ions calcium, magnésium et potassium, en ce qui concerne les cations, ne se concentrent pas proportionnellement au facteur de concentration des solutions. Ils augmentent dans la première partie du diagramme puis diminuent ensuite. L'évolution des phosphates est assez similaire.

☞ Alcalinité carbonatée et fluorures n'évoluent pas non plus proportionnellement au facteur de concentration des solutions mais les teneurs augmentent tout au long du diagramme. Chlorures et sulfates présentent des teneurs constantes jusqu'à un facteur de concentration de $\log(FC)=0,9$, puis elles augmentent rapidement.

☞ Les teneurs en silice sont constantes jusqu'à un facteur de concentration de 10 ($\log(FC)=1$) puis augmentent légèrement.

b - Interprétation:

La lecture de ce diagramme montre que tous les ions ne se concentrent pas proportionnellement au facteur de concentration. Les teneurs de certains ions diminuent alors que d'autres augmentent, mais moins vite que le facteur de concentration. Ceci traduit, pour la plupart, des contrôles en solution que nous allons étudier en détail. Pour les solutions les plus concentrées, le contrôle du calcium est plus fort que celui du magnésium. Ceci se traduit par une augmentation du rapport Mg/Ca (figure n° 70).

Les teneurs en calcium et magnésium diminuent avec le facteur de concentration ce qui semble traduire un comportement d'ion minoritaire suivant la loi de l'alcalinité résiduelle. Les carbonates et les fluorures sont contrôlés mais les teneurs ne diminuent pas avec la concentration des solutions. Ce comportement est celui d'ion majoritaire suivant la loi de l'alcalinité résiduelle.

La progression des sulfates et des chlorures, même si elle n'est pas parallèle au facteur de concentration ne semble pas traduire un contrôle de ces éléments.

Certains éléments présents dans les solutions sont contrôlés par des phénomènes de précipitation. Il faut tester l'état de saturation par rapport aux minéraux susceptibles de précipiter. D'autres éléments peuvent subir un contrôle en solution sous l'effet des phénomènes d'échange avec le complexe adsorbant du sol. Cela fera l'objet de la seconde partie de cette étude géochimique.

4°) Interprétation des différents comportements:

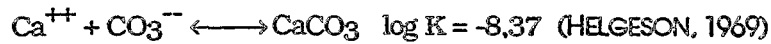
Les activités des ions en solution ont été calculées à partir des concentrations totales grâce au modèle d'association ionique "AQUA" (VALLES et DE COCKEBOURNE, 1991) issu de "GYPSOL" (VALLES, 1987) fondé sur la loi de Debye-Hückel étendu par la fonction de déviation de SCATCHARD (1936).

Dans les diagrammes d'équilibre, on conservera une approche par profils de prélèvement sur T₃ afin de localiser longitudinalement les phénomènes (profils 47 ●, 142 ●, 237 ●, 332 ●, 427 ●, 522 ●, 617 ● et 712 ○ en référence aux cotes de longueur présentées sur la figure n° 61).

a - Saturation par rapport à la calcite:

3 arguments d'équilibres:

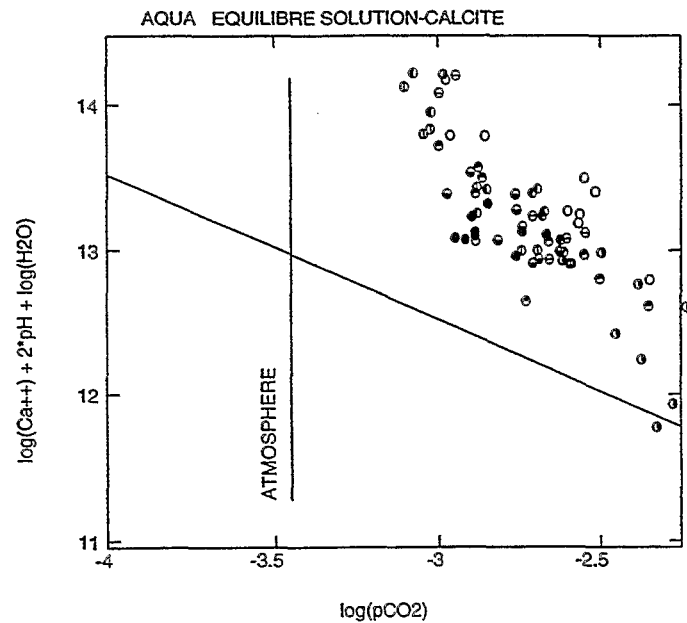
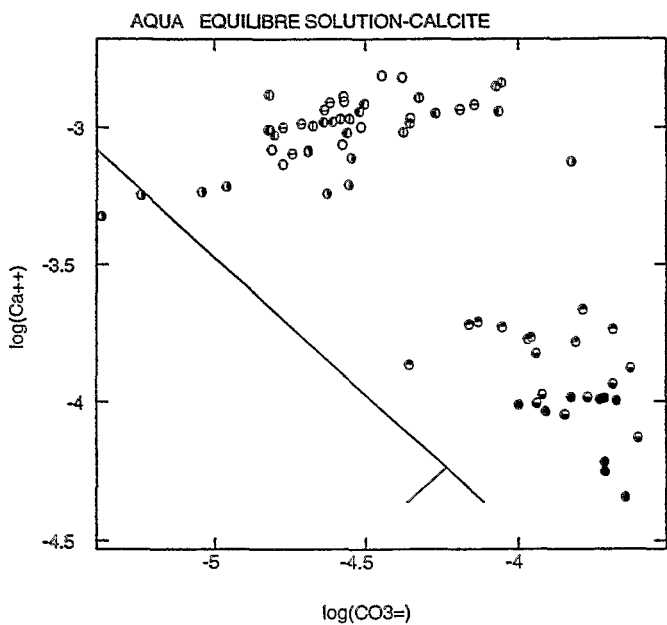
Le minéral non silicaté le moins soluble dans ce type de milieu est la calcite. La réaction est:



Le diagramme de saturation par rapport à la calcite (figure n° 71) montre que les solutions sont pour la plupart sur-saturées par rapport au minéral. Le diagramme de saturation construit à partir de l'équation:



traduit que la pression partielle de CO_2 équilibrant les solutions est toujours supérieure à la pression atmosphérique (figure n° 72). Le nuage est incliné en position de sur-saturation et présente une pente voisine de 2.



Figures n° 71 et 72 Diagramme de saturation par rapport à la calcite.

Ce phénomène a été décrit par de nombreux auteurs qui l'ont attribué à la présence de calcites de solubilités différentes dues à des cristallisations plus ou moins imparfaites. VALLES (1987) l'a expliqué par des phénomènes de dégazage en CO_2 des solutions: Les solutions sont d'autant plus sur-saturées que la pression partielle de CO_2 est importante.

La simulation du dégazage en CO_2 des solutions peut se faire directement par augmentation de la valeur du pH des solutions. En effet, les modifications de pH de la solution ne modifient en rien l'alcalinité; à alcalinité constante, toute variation de pH ne fait que traduire une modification de la PCO_2 (VALLES *op cit.*, AUQUE, 1993). En simulant le dégazage d'un point présentant une pression partielle de CO_2 forte, on obtient une droite passant au coeur du nuage de points. La position en sur-saturation semble donc causée par un dégazage des solutions. RIBOLZI *et al.* (1993) ont présenté ce phénomène dans le cas de solutions prélevées sur un petit bassin versant méditerranéen. Ils ont montré que le seul contrôle de la solution par la calcite peut s'accompagner d'une disposition du nuage en position de sur-saturation. Le phénomène est attribué à un dégazage en CO_2 des solutions sans remise à l'équilibre par précipitation de calcite pour des raisons de cinétique¹.

¹ La calcite est ici considérée pure, or une proportion de 2% de Mg a été décelée par micro-analyse. La constante de solubilité diffère donc probablement de celle utilisée ici (FRITZ, 1975)

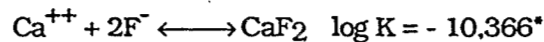
Evolution:

Les solutions de sol sont contrôlées par la calcite. De surcroît, elles présentent une alcalinité résiduelle calcite positive. En fonction de ce concept, la précipitation de la calcite doit provoquer une diminution de la teneur en calcium et une augmentation de l'alcalinité carbonatée en évoluant vers les milieux plus concentrés. C'est ce que l'on observe sur le diagramme de concentration (figure n° 69). L'évolution observée est en accord avec le concept d'alcalinité résiduelle.

b - Saturation par rapport à la fluorine:

Equilibre:

Sur le diagramme de concentration, on peut observer que les ions fluorures se concentrent moins vite que le sodium. Ceci semble traduire une précipitation des ions fluorures. Nous avons replacé les analyses dans un diagramme de saturation par rapport à la fluorine. La réaction de précipitation est la suivante:



*La constante de solubilité utilisée correspond à une valeur moyenne entre celle fournie par FRITZ (1975), $\log(K) = 10,96$ et NAUMOV *et al.* (1971), $\log(K) = 9,772$.

L'équilibre par rapport à la fluorine se traduit par une droite de pente 1 dans le diagramme: " $\log(\text{Ca}^{++})$ versus $2 \log(\text{F}^-)$ " (figure n° 73).

On constate que le nuage de points est réparti du domaine de sous-saturation par rapport à la fluorine, jusqu'à l'équilibre. Il s'incurve alors pour suivre la droite.

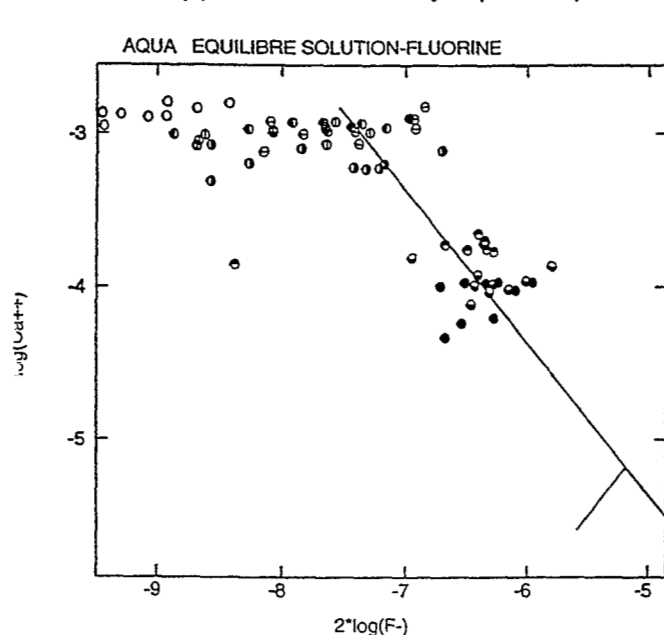


Figure n° 73: Diagramme de saturation par rapport à la fluorine.

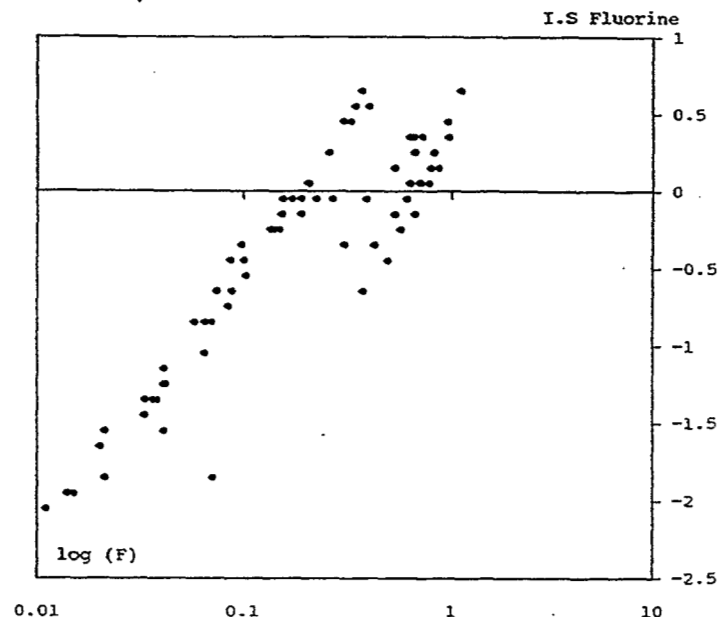


Figure n° 74: Diagramme de résidu-Fluorine

Cette allure du nuage de points ne signifie cependant pas qu'il y a contrôle des fluorures en solution par la fluorine. En effet, il est possible que le seul contrôle du calcium par la calcite provoque cette tendance courbe dans la structure du nuage. Le diagramme de saturation ne permet pas de trancher. Cette représentation correspond à la projection sur un plan d'un espace à "n" dimensions. Il peut induire des imprécisions de lecture et, de là, d'interprétation. Les analyses ont été reportées dans le diagramme de résidus ($\log(Q/K)$ versus $\log(\text{F}^-)$) de la figure n° 74.

Le nuage de points progresse suivant une droite de pente voisine de 1 jusqu'à la droite d'équilibre. Il s'étale ensuite de part et d'autre de cette droite. Cette évolution traduit un contrôle des solutions par la fluorine.

☞ Evolution:

Pour appréhender le devenir des molalités à la suite de la précipitation de calcite puis de fluorine, il nous faut avoir recours au concept d'alcalinité résiduelle généralisée. L'alcalinité résiduelle calcite + fluorine est:

$$\text{Alc. Rés. calcite + fluorine} = \text{Alc. carb.} - 2 \text{ Ca}^{++} + \text{F}^-$$

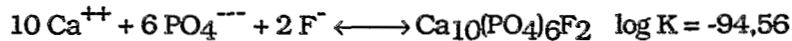
Cette valeur est positive. D'après ce concept, une fois la saturation avec la fluorine atteinte, les teneurs en calcium continuent de diminuer alors que les teneurs en fluorures augmentent. L'augmentation des teneurs en fluorures se fera moins vite que le facteur de concentration, en raison du prélèvement d'ions par la précipitation de la fluorine.

C'est ce que l'on observe sur le diagramme de concentration jusqu'à $\log(\text{FC}) = 1$. Au delà de $\log(\text{FC}) = 1$, on constate que les ions fluorures se remettent à croître parallèlement au facteur de concentration. Ce phénomène s'explique par les quantités infimes de calcium qui restent disponibles pour précipiter dans les gammes de concentration élevées ($\text{Ca} \ll \text{Alc carb.} + \text{F}$).

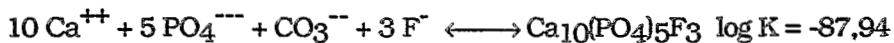
c - Saturation par rapport aux minéraux phosphatés:

Les phosphates apparaissent contrôlés sur le diagramme de concentration. Plusieurs minéraux sont susceptibles de se former et de contrôler les concentrations en solution. On peut envisager (VIEILLARD, 1978):

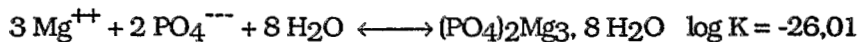
☞ la fluoroapatite:



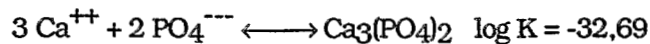
☞ la fluor-carbonate-apatite (Francolite):



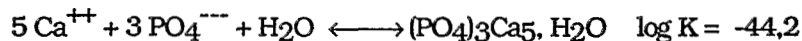
☞ La bobiérite:



☞ la Whitlockite:



☞ L'hydroxyapatite:



Les diagrammes d'équilibre sont reportés sur les figures n° 75 à 79.

On observe que les solutions sont nettement sous-saturées par rapport à la francolite et à la bobiérite. Elles sont sur-saturées par rapport à la whitlockite. Tous ces minéraux ne semblent pas contrôler les concentrations en solution. En ce qui concerne la fluoroapatite et dans une moindre mesure l'hydroxyapatite, les solutions les moins concentrées situées vers le pôle neutre semblent être à l'équilibre. En revanche, les solutions les plus alcalines passent nettement en position de sous-saturation. Ces minéraux ne peuvent donc pas expliquer la chute des teneurs en phosphates vers le pôle alcalin.

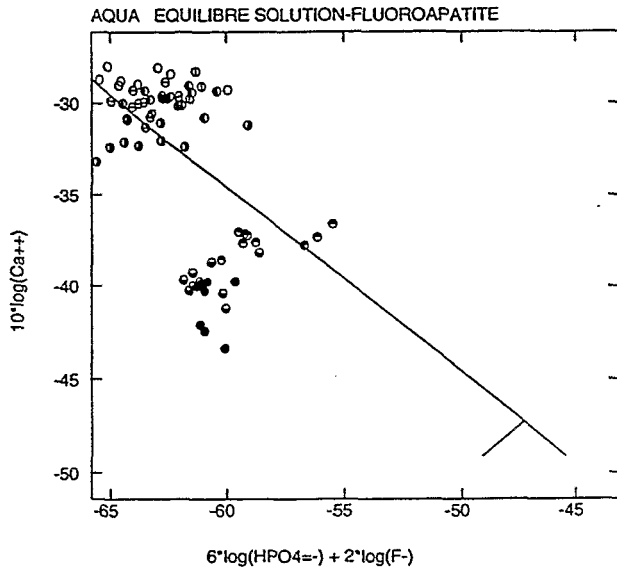


Figure n° 75

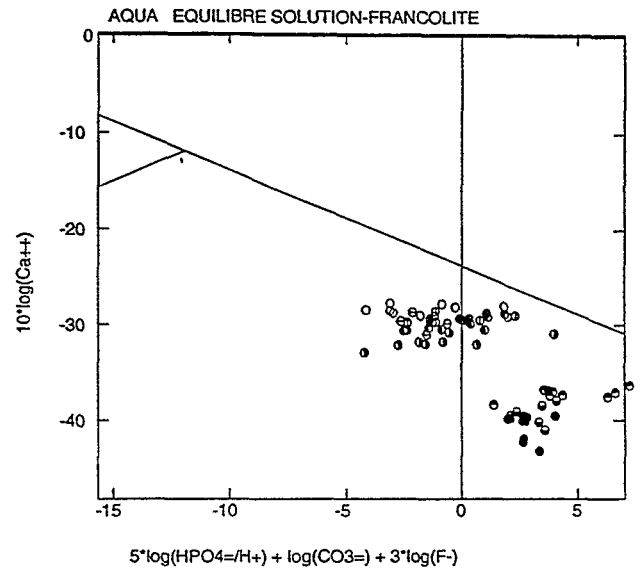


Figure n° 76

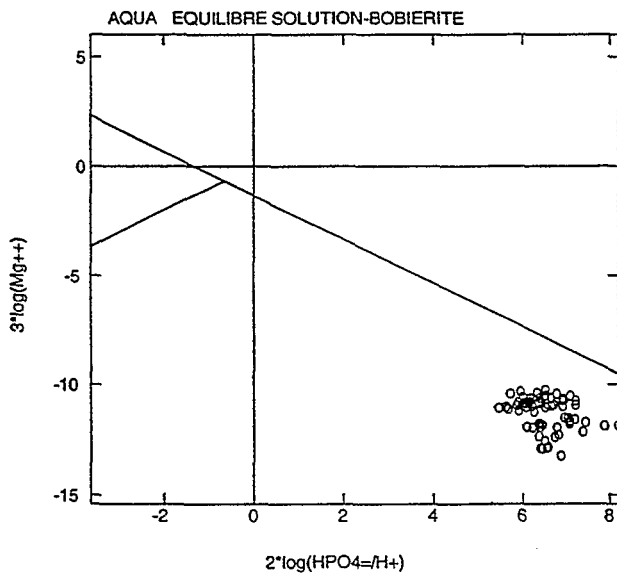


Figure n° 77

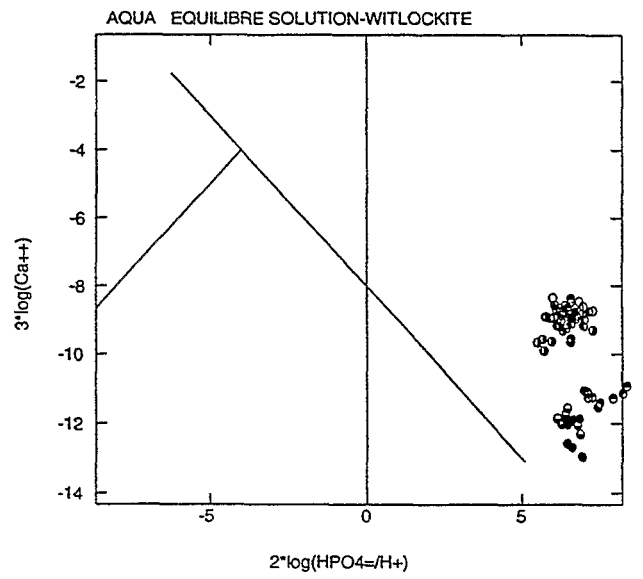


Figure n° 78

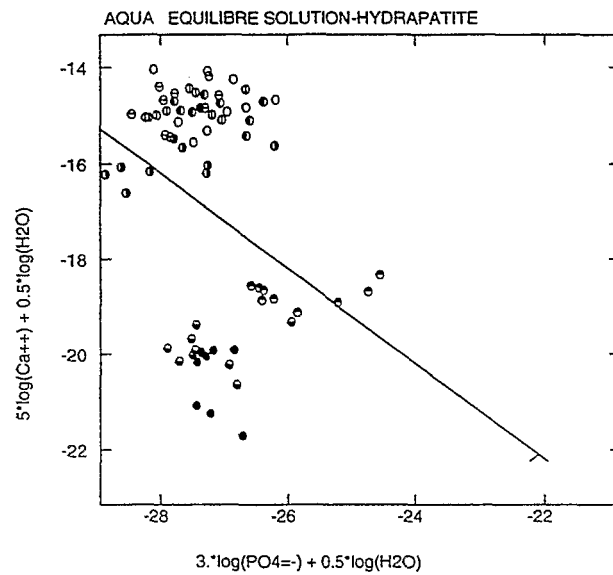


Figure n° 79

d - Contrôle du magnésium:

☞ précipitation de calcite magnésienne:

Nous avons signalé que le comportement du magnésium apparaît qualitativement similaire à celui du calcium:

- ☛ la répartition des éléments sur la paroi de la fosse montre que les domaines de concentration du calcium et du magnésium sont similaires.
- ☛ la matrice des corrélations a montré qu'il existait une relation serrée entre les teneurs en Ca et en Mg.
- ☛ le diagramme de concentration et l'étude du rapport Mg/Ca (figure n° 70) montrent cependant que si le contrôle des deux ions se traduit par des évolutions parallèles dans les domaines peu concentrés, le contrôle du magnésium est moindre que celui du calcium dans les solutions les plus alcalines.

Ces remarques nous obligent à considérer à la fois un contrôle commun au calcium et au magnésium et des contrôles propres à chacun des deux éléments. Nous savons déjà, pour avoir testé la saturation, que le magnésium n'est pas contrôlé par la précipitation de la Bobiérite.

La précipitation de calcite magnésienne n'est pas rare; FRITZ (1975) signale que lorsqu'on analyse un échantillon de calcite identifié aux rayons X, il est très fréquent de trouver une partie du calcium échangée par du magnésium ce qui lui confère la formule: $\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x\text{CO}_3$. Cependant, on observe généralement un rapport Mg/Ca important dans la solution du sol pour un rapport Mg/Ca très faible dans le minéral formé (GAC *et al.*, 1978).

Plus récemment, LAFON (1990) a montré que la dissolution d'une calcite magnésienne de fabrication biologique (plaques inter-ambulacraires d'oursins) peut se dissoudre et reprécipiter avec le même comportement qu'un minéral pur. On observe alors une forte proportion de magnésium dans la calcite avec un rapport Ca/Mg voisin de 8.

GAC *et al.* (1978) ont réalisé deux expériences d'évaporation en bac des eaux du Chari. La première a été menée en présence de matière en suspension, alors que la seconde a été menée après décantation. Le contrôle du magnésium dans les deux cas diffère fortement. Il est beaucoup plus marqué et apparaît beaucoup plus tôt en présence de matières en suspension. Ces auteurs ont reconnu, parmi les produits précipités de la seconde expérience, une calcite magnésienne de formule $\text{Ca}_{0,95}\text{Mg}_{0,05}\text{CO}_3$. Si l'on considère que l'essentiel de la calcite précipite juste après avoir atteint l'équilibre, le rapport Mg/Ca est de l'ordre de 0,75 à 2,5.

Dans notre cas le rapport Mg/Ca avoisine 0,3. On doit donc s'attendre à un rapport Mg/Ca inférieur à 5 % dans le minéral. Les dosages réalisés sur les nodules imprégnés dans la résine et polis à la pâte diamantée révèlent environ 2% de magnésium dans la calcite. Ces observations semblent en accord avec les proportions de magnésium décelées par GAC *et al.* (*op. cit.*).

☞ Formation de dolomite ou de magnésite:

Des minéraux tels que la dolomite ou la magnésite sont parfois observés dans les sols (DAOUD, 1993). Ces minéraux sont cependant généralement considérés comme des minéraux hérités plutôt que comme des minéraux néoformés dans le sol. La figure n° 80 montre que les solutions sont sous-saturées par rapport à la magnésite si l'on se rapporte à des valeurs de P_{CO_2} qui règnent habituellement dans les sols et que le dégazage en CO_2 des solutions provoque une sur-saturation de certains échantillons; le nuage est aligné suivant une droite de pente -2 comme dans le cas de la calcite. La magnésite ne contrôle pas les teneurs en magnésium des solutions.

Tous les échantillons sont en position de sur-saturation par rapport à la dolomite (figure n° 81). La précipitation de ce minéral n'intervient pas.

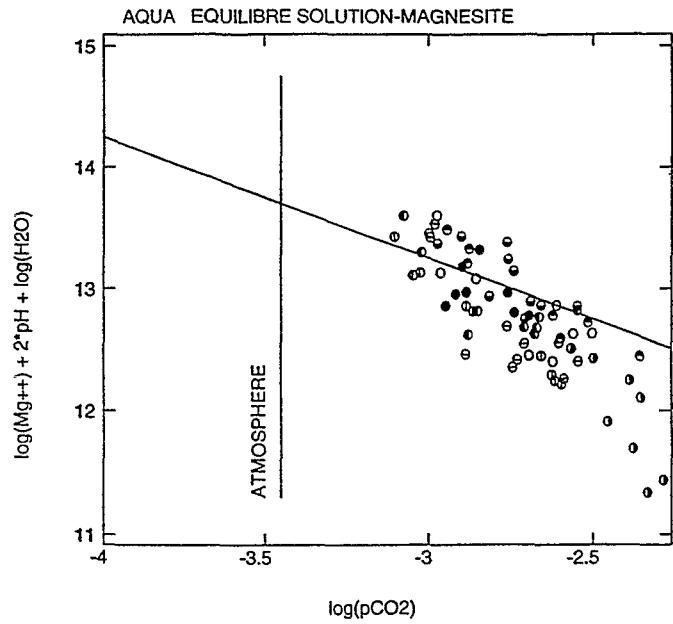


Figure n° 80: Diagramme de saturation par rapport à la magnésite

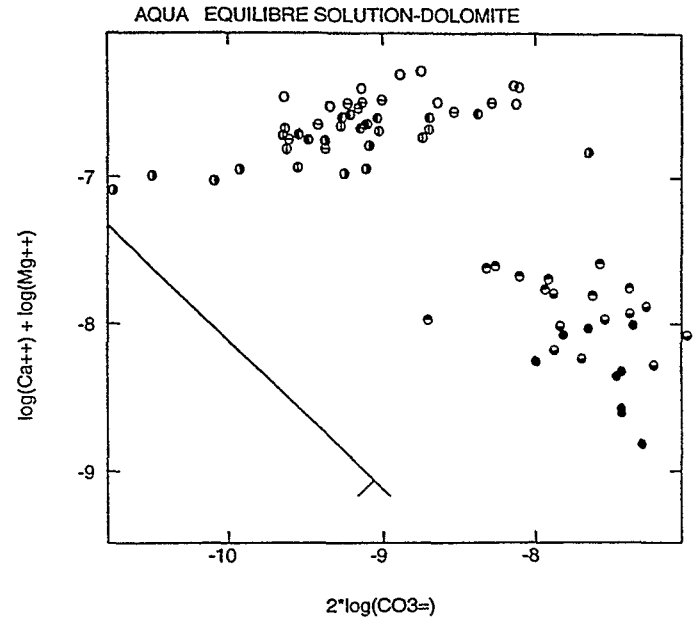
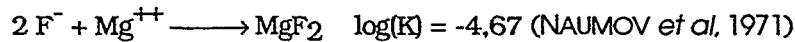


Figure n° 81: Diagramme de saturation par rapport à la dolomite.

13 Saturation par rapport à la Sellaïte:

La fluorine est un minéral peu soluble qui précipite rapidement comme on a pu le voir. En revanche la Sellaïte (MgF_2) est beaucoup plus soluble. Il convient cependant de vérifier l'état de saturation des solutions.

La réaction de précipitation s'écrit:



Le diagramme de saturation reporté sur la figure n° 82 montre que les solutions sont toutes sous-saturées par rapport à ce minéral. Il ne contrôle donc pas les teneurs en magnésium et en fluorures des solutions.

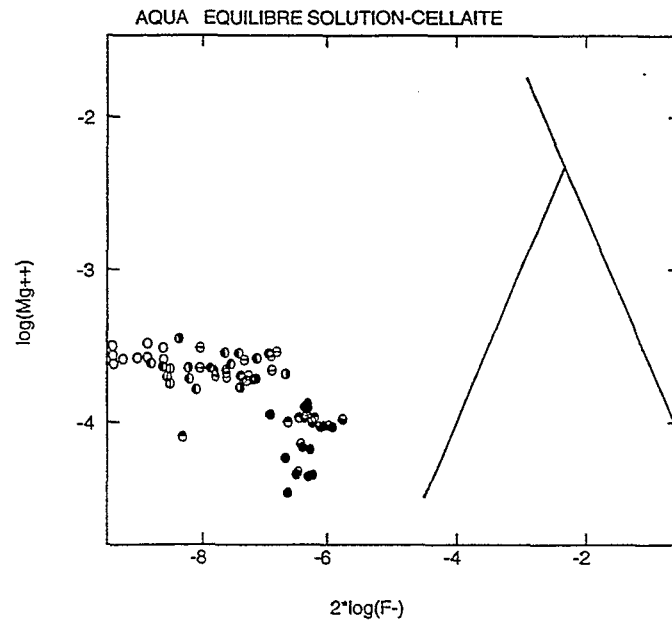
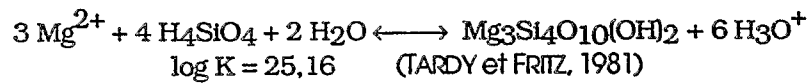


Figure n° 82: Diagramme de saturation par rapport à la Sellaïte.

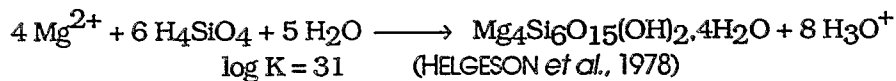
☞ Saturation par rapport aux silicates magnésiens:

Dans le cadre des expériences sur les eaux du Chari, l'essentiel des différences entre les deux expériences a été expliqué par la précipitation de silicates magnésiens (GAC *et al.*, 1977a et b). Toujours en domaine sahélien, VALLES *et al.*, (1989) signalent également l'intervention de silicates magnésiens (Montmorillonite-Mg) dans le contrôle du magnésium sur les terres de l'Office du Niger au MALI. C'est donc une éventualité qu'il nous faut soulever. L'intervention de silicates magnésiens tels que la stévensite et la sépiolite est courante sur le contrôle du magnésium en milieu évaporatoire.

☛ Stévensite:



☛ Sépiolite:



Les diagrammes de résidus (figures n° 83 et 84) permettent de visualiser l'évolution des concentrations en magnésium en fonction de l'indice de saturation de ces deux minéraux.

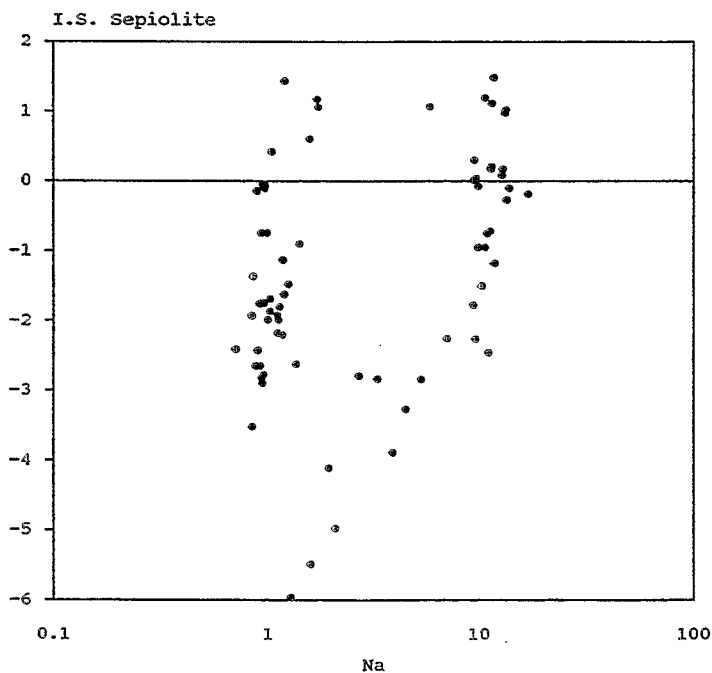


Figure n° 83: Diagramme de résidus sépiolite

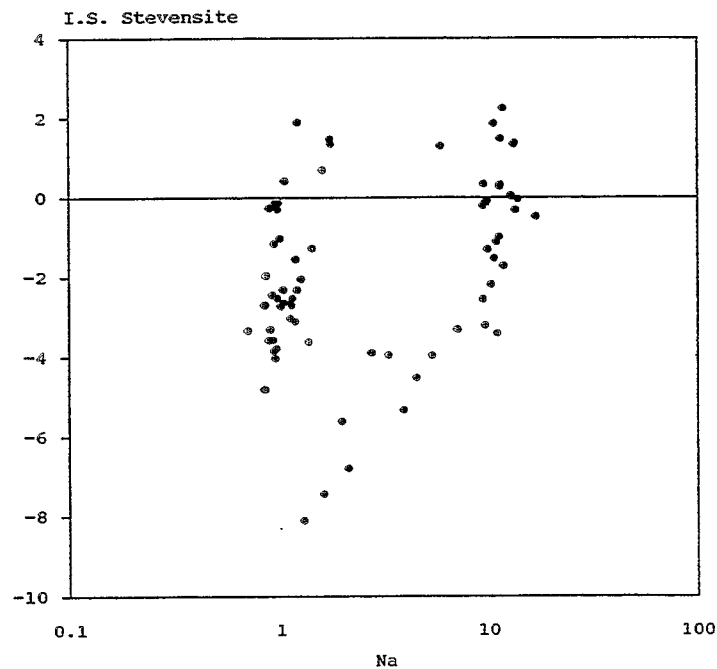


Figure n° 84: Diagramme de résidus Stévensite

La saturation par rapport à l'un et l'autre de ces silicates est atteinte. Les solutions les plus diluées issues du pôle neutre sont généralement en position de sous-saturation. La saturation est cependant atteinte très rapidement et le nuage de points se répartit autour de la droite d'équilibre. On peut penser que l'un ou l'autre de ces minéraux ou un autre minéral de composition proche (Montmorillonite magnésienne) contrôle les concentrations en silice et en magnésium des solutions. L'équilibre avec les Montmorillonites magnésiennes ne peut être sérieusement testé du fait de l'absence de dosage de l'aluminium dans les solutions.

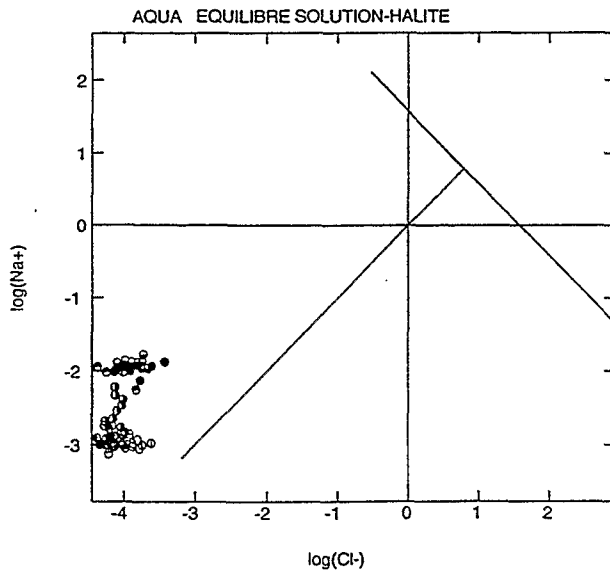


Figure n° 86

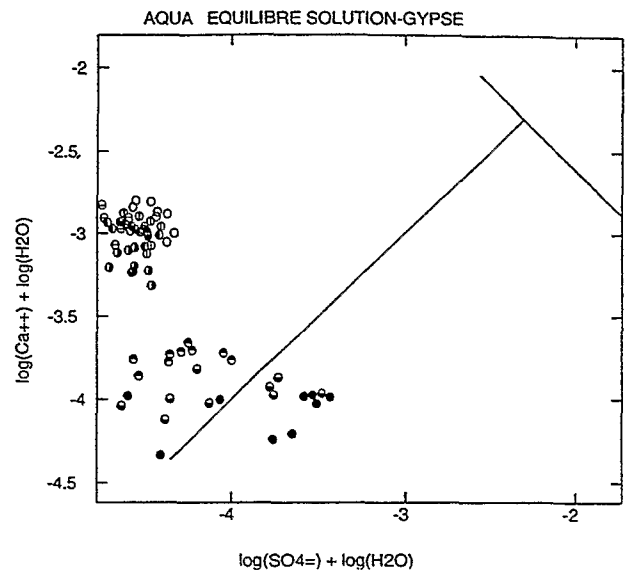


Figure n° 87

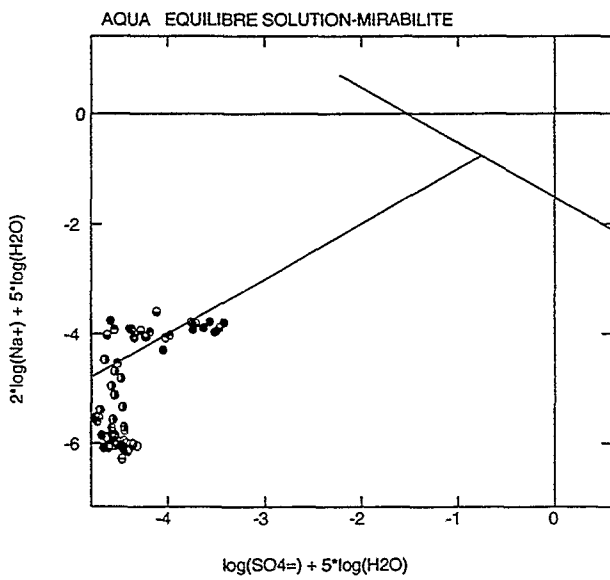


Figure n° 88

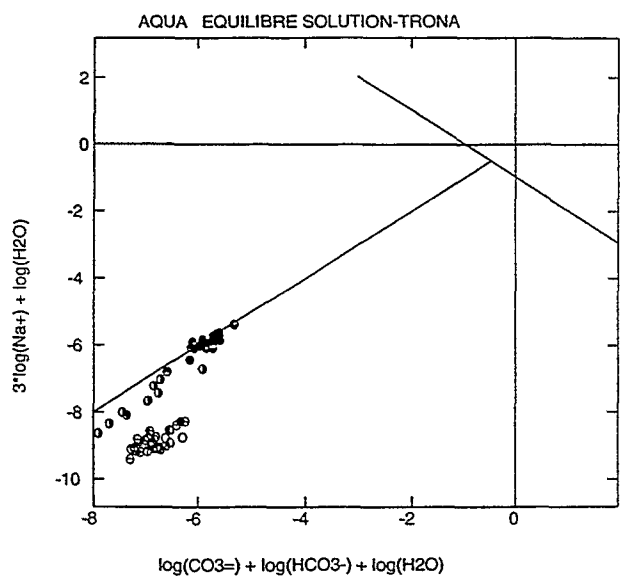


Figure n° 89

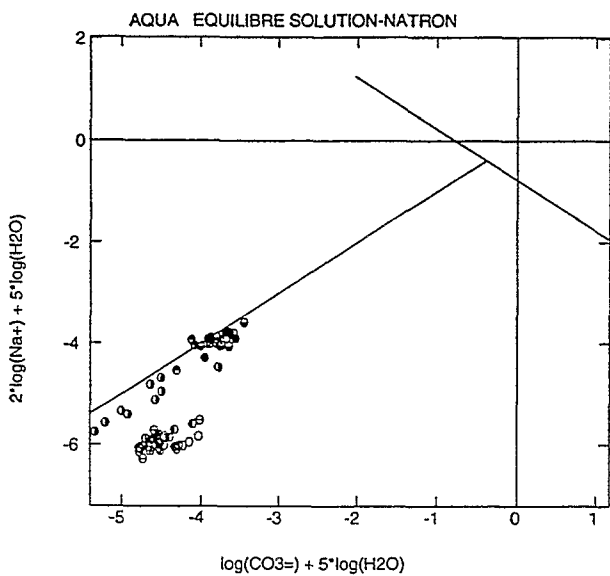


Figure n° 90

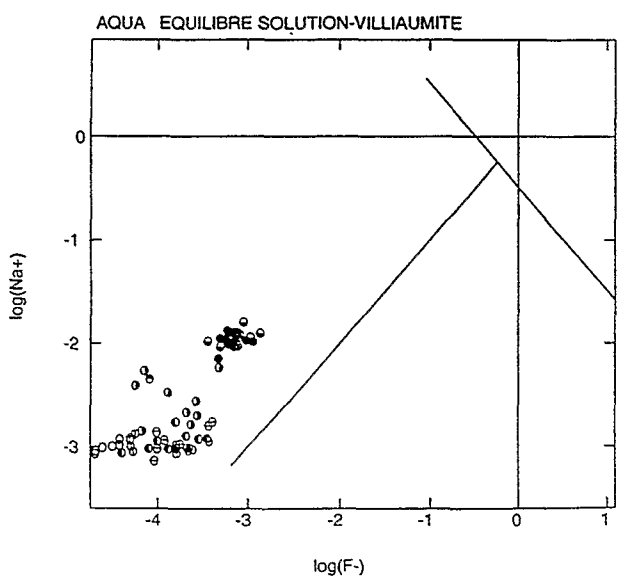
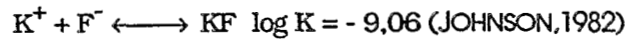


Figure n° 91

e - Le contrôle du potassium:

Les ions potassium ne se concentrent pas proportionnellement au facteur de concentration. Les teneurs augmentent légèrement jusqu'à $\log(FC) = 0,9$ puis diminuent.

L'augmentation des teneurs en fluorures peut provoquer la précipitation de potassium sous la forme de fluorures pour les forts facteurs de concentration.



Les solutions analysées le long de la tranchée sont toutes en position de sur-saturation par rapport au minéral. Le nuage s'incurve comme pour traduire un contrôle du potassium, mais autour d'une valeur bien supérieure à la droite d'équilibre-KF. Ce minéral ne contrôle pas les teneurs en potassium ou en fluorures en solution (figure n° 85).

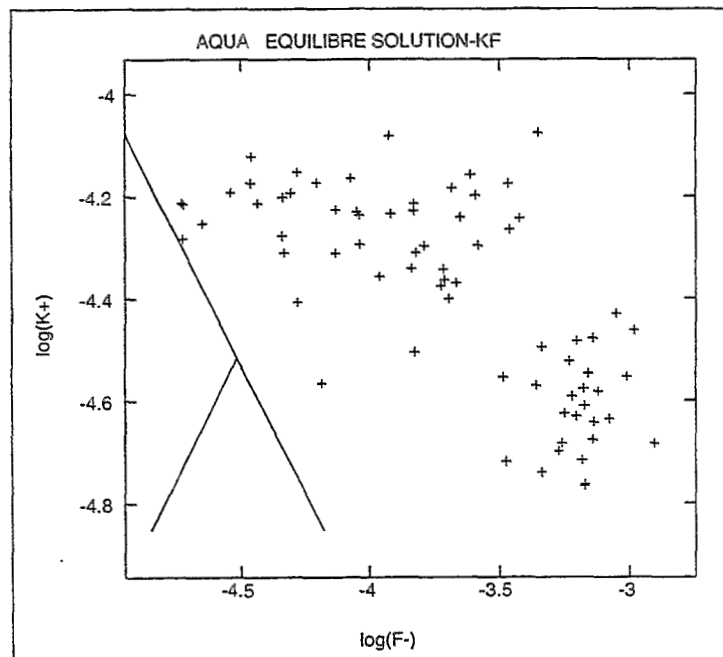


Figure n° 85: Diagramme de saturation par rapport à KF

f - Le contrôle des autres éléments:

Les ions Chlorures sont très solubles et ne précipitent que pour des forces ioniques élevées. Les solutions issues de la tranchée sont largement sous-saturées par rapport à la halite (figure n° 86).

Les sulfates sont susceptibles de précipiter sous la forme de gypse, mais le contrôle du calcium par la calcite et la fluorine qui intervient dès les faibles facteurs de concentration empêche les solutions d'atteindre la saturation avec ce minéral (figure n° 87). Malgré l'augmentation conjointe des teneurs en Sodium et en sulfates, les solutions demeurent en nette position de sous-saturation par rapport aux sulfates de Sodium (figure n° 88)

Il en est de même pour les carbonates et bicarbonates de sodium. Les solutions sont trop diluées malgré un faciès nettement bicarbonaté sodique pour que l'on atteigne leur domaine de saturation (figures n° 89 et 90). Enfin, les solutions sont également sous-saturées par rapport à la Williamite (figure n° 91).

g - Ordre des précipitations entre calcite et fluorine:

Les deux minéraux, calcite et fluorine contrôlent les teneurs en calcium des solutions. La précipitation de l'un des deux minéraux peut influencer sur la précipitation de l'autre en retardant plus ou moins le moment où la saturation sera atteinte.

Le phénomène de dégazage des solutions en CO_2 provoque une sur-saturation des solutions analysées par rapport à la calcite. L'indice de saturation est perturbé par ce phénomène; on ne sait donc pas quel minéral précipite en premier:

Si la fluorine précipite avant la calcite, l'alcalinité résiduelle fluorine définie par:

$$\text{ARF} = \text{F} - \text{Ca}$$

est négative. On assiste alors à une diminution des teneurs en Fluorures et une augmentation du calcium. L'augmentation des teneurs en calcium permet d'atteindre rapidement par la suite la saturation vis à vis de la calcite. Le calcium s'effondre alors et les fluorures, toujours contrôlés par l'équilibre avec la fluorine, recommencent à augmenter.

Dans le cas contraire, si la saturation par rapport à la calcite est atteinte en premier, l'alcalinité résiduelle calcite étant positive, l'alcalinité continue de croître et les teneurs en calcium diminuent. Ce faisant, la saturation vis à vis de la fluorine sera retardée. L'alcalinité carbonatée reprendra rapidement une croissance proportionnelle au facteur de concentration dès que le calcium sera négligeable devant l'alcalinité, du fait des faibles quantités de calcite qu'il reste à précipiter dans la solution. Le calcium diminuera alors proportionnellement au facteur de concentration. Pour la fluorine, le produit ionique s'écrit:

$$(\text{Ca}^{2+}) \cdot (\text{F}^-)^2 = Q$$

Soit:

$$\log (\text{Ca}^{2+}) + 2 \log (\text{F}^-) = \log (Q)$$

Si le calcium décroît proportionnellement au facteur de concentration, en revanche les fluorures ne sont pas contrôlés et augmentent proportionnellement au facteur de concentration. Du fait des deux ions fluorures intervenant dans la précipitation de fluorine, on constate que $\log(Q)$ continue d'augmenter. La saturation par rapport à la fluorine ne sera donc que retardée mais elle interviendra pour un facteur de concentration plus élevé. Le cheminement des solutions dans les deux cas est visualisé sur la figure n° 92.

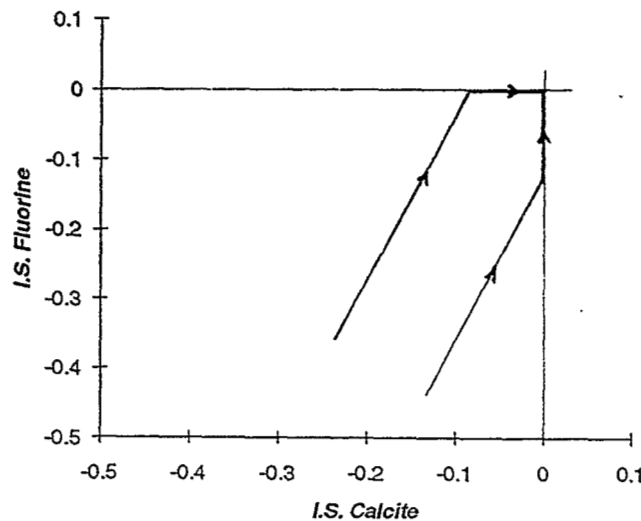


figure n° 92: Cheminement des solutions et ordres de précipitation calcite-fluorine.

Une fois la saturation par rapport aux deux minéraux atteinte, les activités sont régies par:

$$\begin{aligned}(\text{Ca}^{2+}).(\text{CO}_3^{2-}) &= K_1 \\ (\text{Ca}^{2+}).(\text{F}^-)^2 &= K_2.\end{aligned}$$

soit:

$$(\text{F}^-) = \sqrt{\frac{K_2}{K_1} \cdot (\text{CO}_3^{2-})}$$

Ce raisonnement est valable dans un milieu qui reste peu concentré car il fait abstraction de la diminution des coefficients d'activité avec l'augmentation de la force ionique des solutions.

Dans les deux cas de figure, le cheminement diffère mais le résultat est le même sous l'hypothèse de formation à l'équilibre de ces deux minéraux. On ne peut donc pas, muni des résultats d'analyses de la fosse, trancher sur l'ordre des précipitations survenant entre la calcite et la fluorine. Les quantités de fluorines précipitées sont réglées par les abondances relatives de F^- et de CO_3^{2-} dans le milieu.

Une méthode sera développée dans la quatrième partie de cet ouvrage pour déterminer l'ordre des précipitations.

h - Les phénomènes d'échange ionique accompagnant le changement de faciès:

☞ données régionales:

Dix analyses d'extraits de pâte saturée et du complexe d'échange associé, réalisées par le CIRAD et l'INRAN (MARLET et SALOU, communication personnelle) permettent de resituer sur le terrain les proportions de cations échangeables en fonction des proportions en solution (figure n° 93, a, b, c, d).

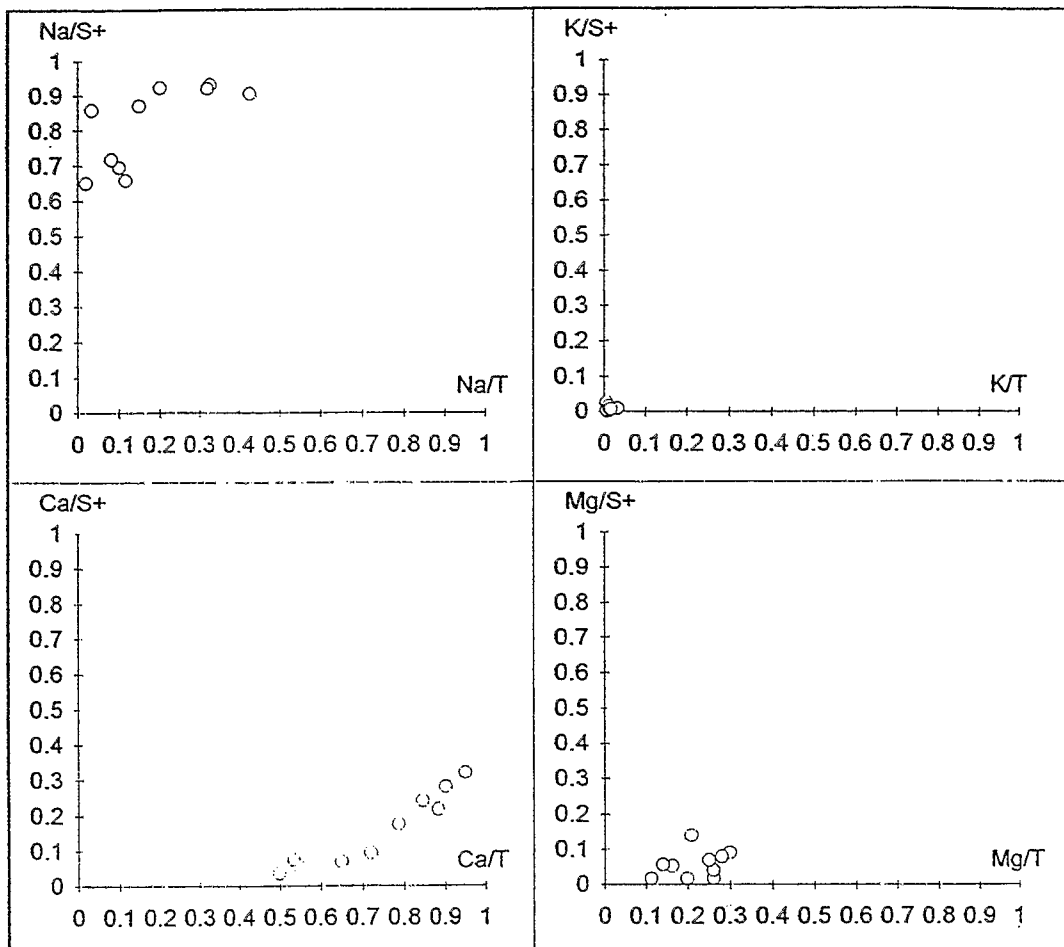


figure n° 93: Proportions des cations échangeables/en solution: comportement régional.

☛ Calcium et magnésium:

Ces deux cations bivalents sont prioritaires sur le sodium pour ce qui est de l'adsorption sur le complexe. Un faible rapport en solution (Ca/S^+ ou Mg/S^+) se traduit par des proportions plus fortes sur le complexe adsorbant du sol.

☛ Le sodium:

Le sodium est en proportion notoire en solution. Malgré cela, il faut atteindre des teneurs Na/S^+ voisines de 0,9 pour que les proportions de sodium augmentent sur le complexe. Certains échantillons présentent de fortes proportions de sodium échangeable, qui avoisinent 40 à 50 %. Ces proportions surprenantes ont déjà été signalées par GAVAUD (1977) dans des sols de la région.

☛ Le potassium:

Les résultats d'analyse ne nous donnent que peu d'informations concernant le comportement du potassium. Les proportions en solution ou adsorbées sont très faibles quel que soit le type de sol rencontré, et la gamme est centrée vers une valeur presque nulle. Le potassium est cependant toujours largement prioritaire sur les autres cations en ce qui concerne l'adsorption sur le complexe d'échange du sol mais les faibles quantités en solution permettent de raisonner avec seulement trois pôles: Ca, Mg, et Na (VALLES, 1987).

Le comportement des cations fourni par les analyses est un comportement classique, généralement observé sur le terrain.

☛ les proportions échangeables sur T3:

Les analyses issues de la fosse T3 et réalisées sur extrait de pâte saturée permettent de simuler l'état du complexe adsorbant du sol à l'équilibre avec ces solutions.

Les phénomènes d'échange peuvent être abordés par la thermodynamique; à chaque échange est attribuée une constante. La constante de l'échange Ca/Mg est généralement considérée comme égale à 1 (FRITZ, 1975, VALLES, 1987).

$$\frac{\text{Ca}_{\text{ech}}}{\text{Mg}_{\text{ech}}} = \frac{(\text{Ca}^{2+})}{(\text{Mg}^{2+})} \cdot 1$$

La constante thermodynamique pour l'échange Na/Ca est de 1/6,83 d'après RIEU (1983)

$$\frac{(\text{Na}_{\text{ech}})^2}{\text{Ca}_{\text{ech}} + \text{Mg}_{\text{ech}}} = \frac{(\text{Na}^+)^2}{(\text{Ca}^{2+}) + (\text{Mg}^{2+})} \cdot \frac{1}{6,83}$$

La simulation a été réalisée en considérant volontairement une C.E.C. très faible pour éviter les perturbations lors de la simulation par la mise à l'équilibre sol-solution; la pâte saturée étant censée représenter une solution à l'équilibre avec le sol en contact. La valeur attribuée à la C.E.C est de $4 \cdot 10^{-8}$ meq pour un litre de solution.

Pour les faibles facteurs de concentration, les proportions de calcium sont dominantes (environ 75%). Les proportions de magnésium échangeable sont de l'ordre de 20% et celles de sodium sont inférieures à 5%. A partir de $\log(\text{FC}) = 8$, Les proportions de Sodium et magnésium augmentent au détriment des proportions de calcium. L'évolution aboutit, pour les facteurs de concentration les plus élevés, à la répartition (figure n° 94):

$$\text{Na} = 25\%, \text{Mg} = 40\% \text{ et } \text{Ca} = 35\%.$$

Les proportions de sodium échangeable augmentent considérablement vers le pôle alcalin. On considère généralement qu'au delà de 15% de sodium échangeable, les propriétés physiques du sol sont considérablement perturbées. Cette proportion est dépassée sur une grande partie de la tranchée (figure n° 95).

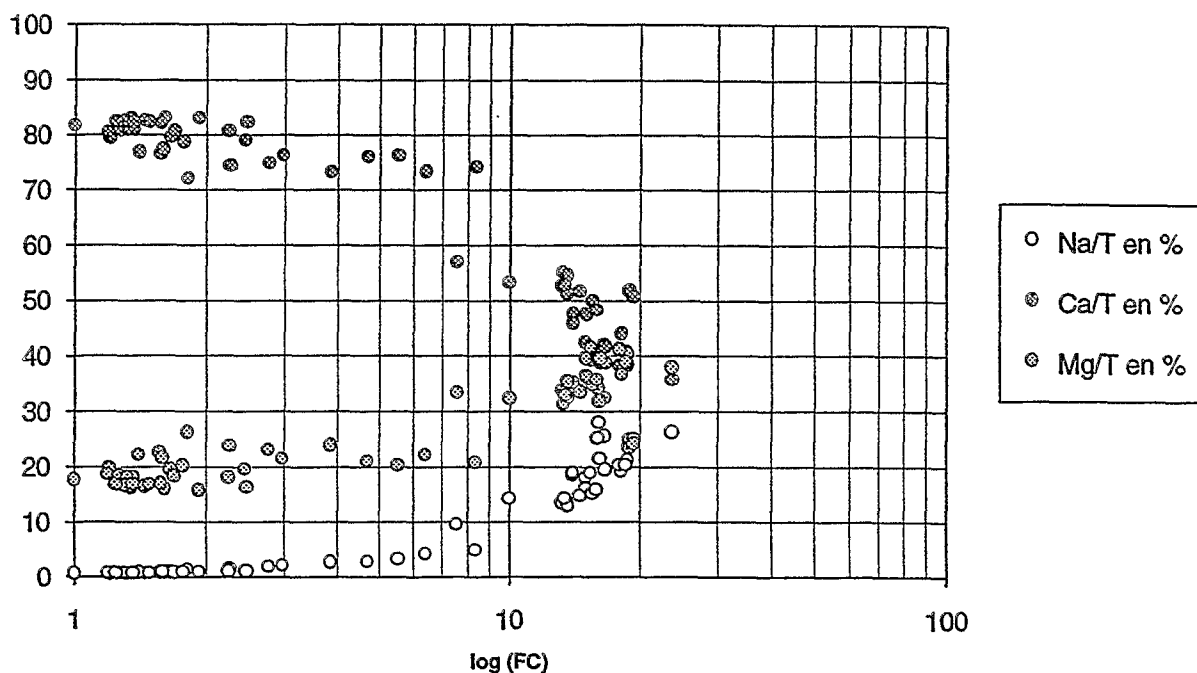


Figure n° 94: Evolution des proportions de cations échangeables en fonction du facteur de concentration.

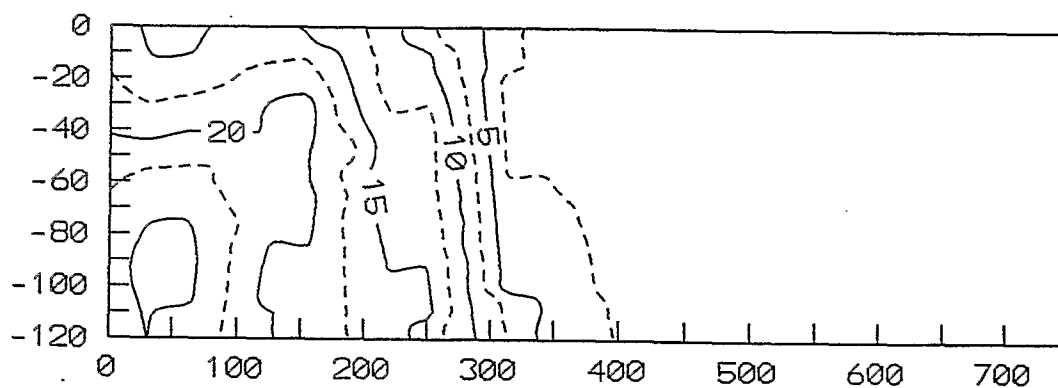


Figure n° 95: Spatialisation des proportions échangeables de sodium le long de T3.

Ces résultats sont en accord avec les observations de terrain du point de vue de la forte dispersabilité des argiles vers le pôle alcalin et de l'apparition de l'horizon compact. Les mauvaises propriétés du sol sont attribuables à l'augmentation des proportions de sodium sur le complexe d'échange. Sur la figure n° 95, on constate à nouveau un décalage entre le seuil des 15% de sodium sur le complexe adsorbant et l'apparition de l'horizon gris compact (figure n° 61).

Ce décalage entre les traits morphologiques et géochimiques est du même ordre que celui décelé lors de l'étude de la transition à l'échelle de la tranchée; il s'explique par la dynamique du front de transformation.

☛ Discussion:

La diminution des quantités de calcium en solution (en raison de la précipitation de la calcite et d'une alcalinité résiduelle calcite positive), associée à une augmentation des quantités de sodium provoque une sodisation du complexe d'échange lorsque le facteur de concentration augmente. Ce phénomène évolue parallèlement à l'augmentation du pH des solutions; pour cette raison on associe souvent sodisation et alcalinisation.

Les teneurs en sodium ont été choisies pour estimer le facteur de concentration des solutions du sol le long de la tranchée. On constate qu'une grande quantité de sodium intervient dans les échanges avec le complexe entre les deux points extrêmes de la gamme de concentration. Quantitativement cela représente, pour une pâte saturée réalisée suivant un rapport pondéral sol/eau égal à 1 et pour une CEC de 10 meq/100g de sol:

$$\frac{10 \times 10 \times 30}{100} = 30 \text{ meq/l}$$

Cette valeur n'est pas négligeable devant les proportions observées en solution dont le maximum est de 18 meq/l. Suivant ce calcul, on devrait constater un contrôle conséquent du sodium par le complexe d'échange des argiles du sol.

Cette approche comparative face aux quantités recueillies sur les pâtes saturées n'est pas représentative de ce qui se passe dans le milieu naturel. Il importe de faire intervenir un facteur de correction. En effet, l'état du sol ne dérive pas de la concentration d'un litre d'eau au contact avec un kilogramme de sol comme on peut l'approcher à l'aide des pâtes saturées. L'état du sol résulte de l'évaporation d'une très grande quantité d'eau au sein des profils. Il convient d'augmenter considérablement les quantités d'eau évaporées en contact avec le Kg de sol si l'on veut approcher quantitativement les problèmes par simulation. Ceci équivaut à minimiser la valeur de la CEC au contact avec le litre d'eau initial qui s'évapore.

Une simulation de l'évaporation d'un échantillon dilué parmi les analyses récoltées sur la fosse T3 (échantillon 70-617) permet de comparer l'évolution des concentrations avec celle observée à partir des diagrammes de concentration. La simulation est réalisée à P_{CO_2} constante égale à $10^{-2,2}$. Les minéraux géochimiquement actifs pouvant précipiter et se dissoudre sont la calcite, la fluorine et la sépiolite. La valeur de la CEC réagissant avec 1 litre de solution est de 10^{-5} meq; la solution a été concentrée 25 fois. Le diagramme de concentration de l'évaporation simulée est présenté sur la figure n° 96.

Le cheminement est qualitativement très proche de celui observé à partir des données de terrain. Les différences peuvent se résumer en 3 points:

☛ chlorures et sulfates ne sont pas contrôlés et évoluent proportionnellement au facteur de concentration. Cet écart aux données de terrain a été expliqué par la répartition de ces éléments vers la surface du sol. La qualité chimique des eaux de ruissellement sera étudiée.

☛ Le potassium évolue proportionnellement au facteur de concentration. Les faibles teneurs observées sur le terrain ont été attribuées d'une part à une fixation probable sur les argiles, mais surtout à une consommation par les végétaux.

☛ Le magnésium apparaît moins sévèrement contrôlé et augmente avec le facteur de concentration, tandis que les teneurs en silice diminuent. Le cheminement est inversé par rapport aux données. Dans le milieu naturel, la silice est contrôlée par les différents silicates présents dans le sol; ces silicates fonctionnent comme un réservoir de silice qui inverse l'alcalinité résiduelle Si-Mg. Pour remédier à ce point, il faut effectuer une simulation avec des stocks de silicates au départ.

De telles simulations seront présentées en quatrième partie de l'ouvrage et traduisent une évolution conforme aux données de terrain.

Les autres éléments, Na, Ca, F et l'Alcalinité carbonatée présentent une évolution qualitativement et quantitativement en accord avec les données de terrain. Le bon accord entre terrain et simulation pour Ca, F et l'alcalinité souligne que l'estimation du facteur de concentration était cohérente et que, par conséquent, le complexe d'échange perturbe peu le caractère conservatif des ions sodium. Cette observation est étonnante lorsque l'on considère les proportions mises en jeu d'une extrémité à l'autre de la gamme de concentration. Ce fait déjà souligné par Valles (1987), à l'échelle des versants de la vallée de la Medjerdah, mériterait une étude spécifique. La question reste donc ouverte.

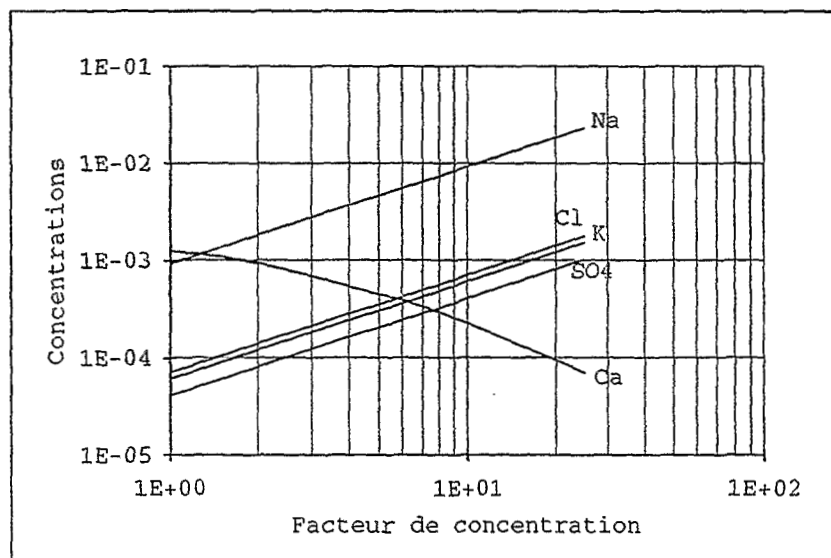
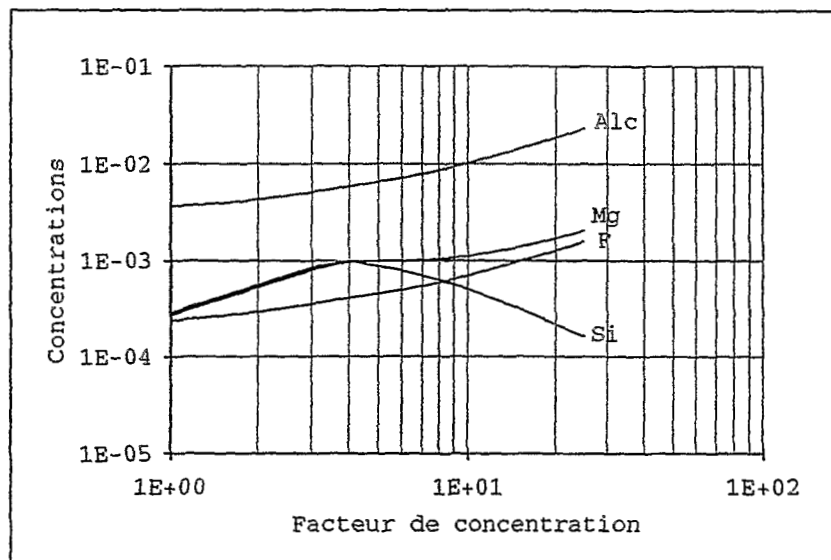


Figure n° 96: Evolution des concentrations au cours de la simulation d'évaporation de l'échantillon 70-617.

C. Qualité chimique des eaux de ruissellement:

L'étude géochimique montre que l'essentiel de l'alcalinisation peut s'expliquer par une concentration des solutions du sol. Deux sources de minéralisation des solutions ont été identifiées: le socle par son altération, en raison d'un gradient de concentration positif vers le bas pour de nombreux éléments chimiques, et des apports de surface ayant provoqué un enrichissement en chlorures et sulfates de la partie supérieure des profils. Les eaux de ruissellement doivent être envisagées comme seconde source de minéralisation des solutions du sol et par conséquent d'alcalinisation des profils.

La qualité chimique de ces eaux a été étudiée du point de vue des risques d'alcalinisation des sols.

1°) Quels concepts utiliser pour caractériser la qualité d'une eau?

Du point de vue de leur qualité, les eaux de ruissellement peuvent être considérées comme des eaux d'irrigation. Il existe plusieurs concepts, plusieurs guides, permettant de classer les eaux comme bonnes ou mauvaises pour l'irrigation des surfaces en zone aride. Nous n'allons pas tenter d'en faire l'inventaire. Le lecteur pourra se reporter pour cela aux travaux de RICHARDS, 1954, RHOADES, 1971, FAO, 1972, 1976 et 1985, RIEU, 1980, BERTRAND, 1981, VALLES *et al.*, 1982, 1983 et 1991, GONZALEZ-BARRIOS, 1992, au travail bibliographique présenté en annexe de l'ouvrage de LARAQUE, 1991, ainsi qu'à l'étude menée par CHERBUY, 1991.

☞ Les limites de certains concepts:

La qualité de l'eau du fleuve Niger est généralement considérée comme bonne pour l'irrigation (GUERO, 1987, AUBERT, 1988), en raison de sa faible minéralisation. Ces auteurs se sont appuyés sur les travaux de l'Université de Riverside (RICHARDS, 1954), afin de caractériser les risques encourus du point de vue de la salinisation et de l'alcalinisation des sols.

Les risques de salinisation des sols sont estimés à partir de la conductivité électrique de l'eau d'irrigation. Elle correspond à la salure globale de l'eau. Concernant les risques d'alcalinisation, le caractère plus ou moins alcalinisant d'une eau est estimé à partir du *Sodium Adsorption Ratio* (S.A.R.) défini par la formule (en milliéquivalents):

$$S.A.R. = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

Dans le cas des eaux bicarbonatées, le S.A.R. est ajusté pour tenir compte des phénomènes de nourrissage de cristaux de carbonates au moment de la percolation de l'eau dans le sol (CHEVERRY, 1972).

$$S.A.R_{adj} = S.A.R. (1 + 8,4 - pH_c)$$

Classification des eaux d'irrigation
Diagramme de RIVERSIDE (1954) modifié par DURAND (1958)

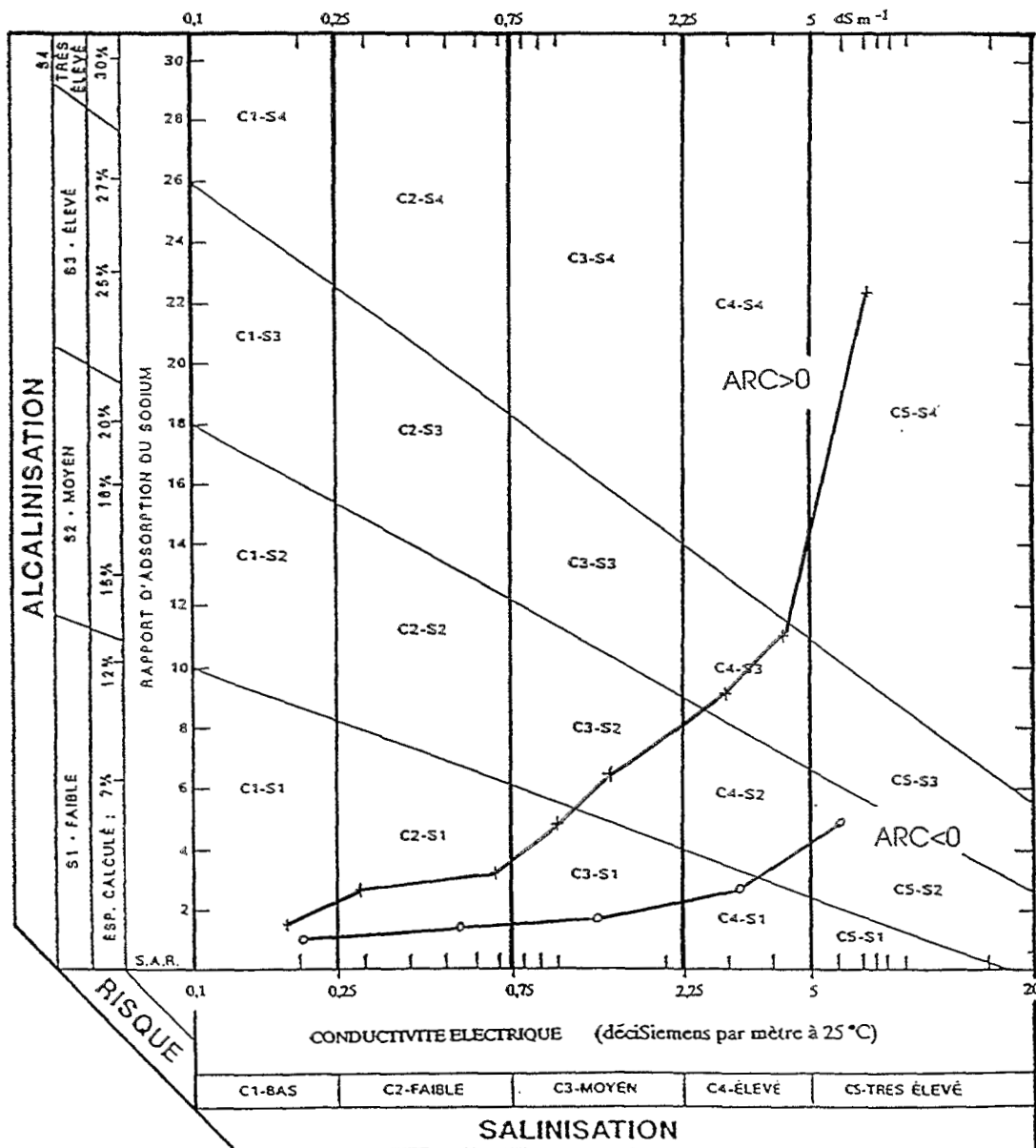


Figure n° 97: Evolution par concentration des eaux du bras mort (ARC > 0 POUESSEL, 1989) et d'une eau mexicaine (ARC < 0 GONZALEZ BARRIOS, 1992).

Le pHc est calculé en fonction des teneurs en Na, Ca, Mg, et de l'alcalinité (VALLES *et al.*, 1982).

Cette méthode, qui donne des résultats convenables en ce qui concerne les risques de salinisation des sols est en revanche limitée concernant les risques d'alcalinisation. Elle ne prend en compte que les cations de la solution (Na, Ca et Mg) sans tenir compte des anions, même si le S.A.R. est ajusté pour les eaux bicarbonatées. L'ajustement du S.A.R., qui permet de se rapporter à l'équilibre avec la calcite, est mauvais dans sa conception du fait que les concentrations peuvent évoluer tout en restant à l'équilibre avec la calcite comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent.

La conséquence de cela est une vue trop statique des caractéristiques des solutions, qui ne prend pas en compte le devenir de ces solutions au cours de l'évaporation, notamment les changements de faciès chimiques. POUESSEL, 1989, a signalé que la précipitation de calcite au sein de la solution provoque une forte augmentation du S.A.R. dans le cas des eaux du fleuve Niger, en raison de l'alcalinité résiduelle calcite positive de la solution. En revanche, la précipitation du même minéral maintiendra le S.A.R. dans des valeurs basses dans le cas de solutions présentant une alcalinité résiduelle calcite négative. Ceci est visualisé sur la figure n° 97 où nous avons restitué l'évolution par évaporation des eaux du bras mort de LOSSA et d'une eau mexicaine (GONZALEZ BARRIOS, communication personnelle) dans le diagramme de RICHARDS (VALLES *et al.*, 1992).

Il apparaît qu'une approche dynamique de l'évolution du faciès chimique des solutions est nécessaire pour caractériser les risques d'alcalinisation des sols encourus sous irrigation.

Utilisation d'une approche dynamique:

Une classification des eaux d'irrigation en fonction de leur appartenance à une famille d'évolution géochimique a été proposée par VALLES *et al.* (1991). Cette classification est fondée sur le concept d'alcalinité résiduelle généralisée, caractéristique conservative des solutions qui varie proportionnellement au facteur de concentration (sous l'influence de l'évaporation) ou de la dilution d'une eau. Trois paramètres sont pris en compte:

$$R1 = Alc - Ca$$

Ce paramètre correspond à l'alcalinité résiduelle calcite. Il évolue proportionnellement au facteur de concentration/dilution et n'est pas perturbé suite à la précipitation/dissolution de la calcite. Le caractère conservatif de ce paramètre a été vérifié sur le terrain dans les deux cas de figure ($R1 < 0$ et $R1 > 0$) par RIBOLZI *et al.* (1993).

$$R2 = Alc - Ca + SO_4$$

Ce paramètre correspond à l'alcalinité résiduelle calcite + gypse. Il est conservatif au cours de la précipitation/dissolution de la calcite et du gypse.

$$R3 = Na - SO_4$$

Ce troisième paramètre intervient pour les eaux alcalines fortement concentrées, pour orienter le faciès chimiques après précipitation du sulfate de sodium. Ce paramètre est conservatif au cours de la précipitation/dissolution de la calcite et du sulfate de sodium.

Le caractère conservatif de l'alcalinité résiduelle généralisée établie par DROUBI (1976) sera détaillé au chapitre 3, III, C, 3°. L'arborescence est résumée dans le tableau n° 15. L'utilisation croisée de ces deux méthodes (RICHARDS, 1954 et VALLES *et al.*, *op cit*) a été validée par le travail de GONZALEZ-BARRIOS, 1992.

En présence de quantités importantes de fluorures, la précipitation de fluorine peut intervenir peu après la calcite et orienter le cheminement des solutions vers une voie alcaline au lieu de la voie saline neutre. Le paramètre R1 doit être remplacé par l'alcalinité résiduelle calcite+fluorine en présence de fluorures pour tenir compte de cette précipitation:

$$R1^* = Alc - Ca + F$$

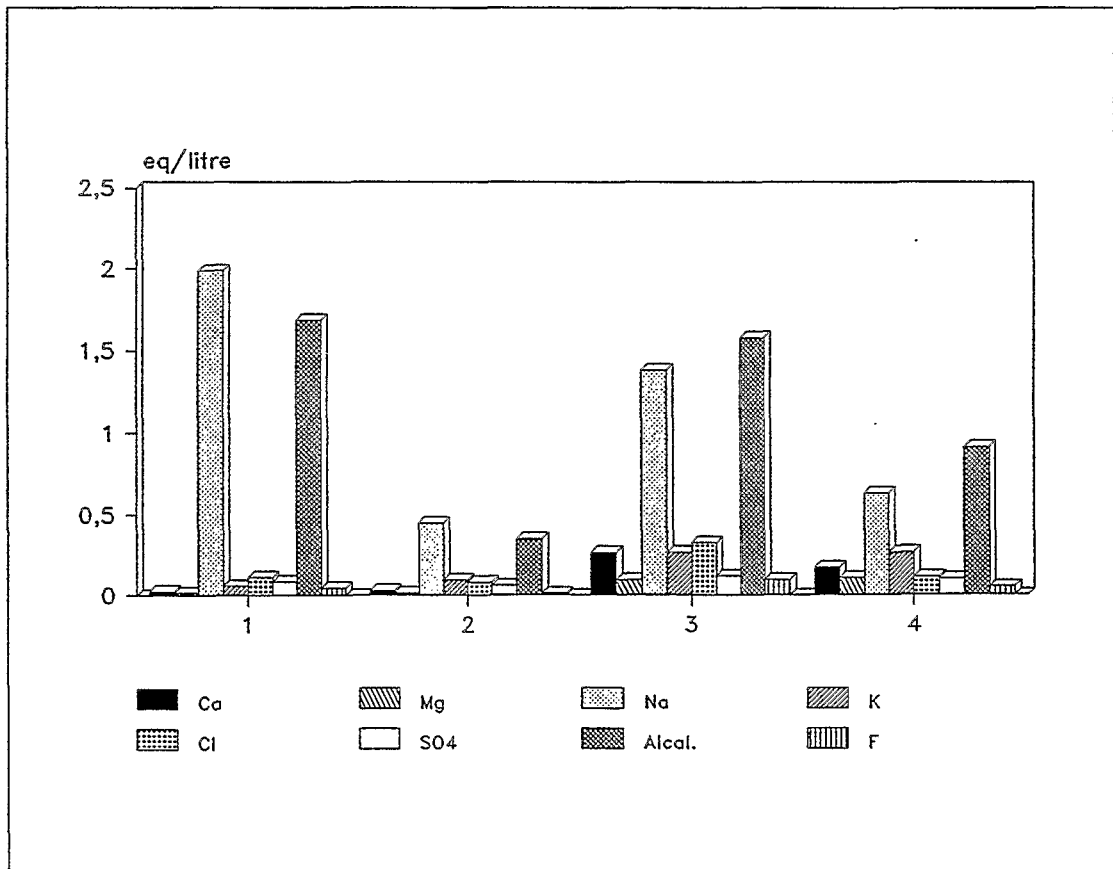
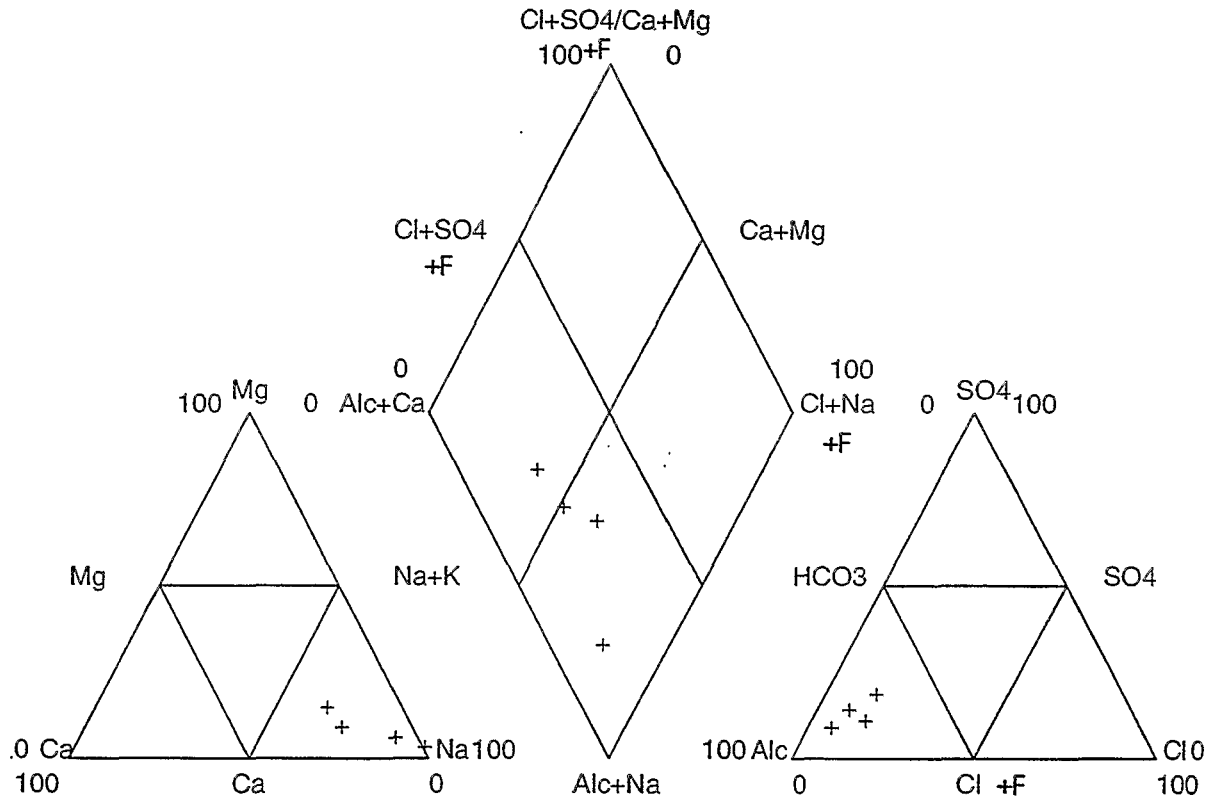


Figure n° 98a et b: Faciès chimique des eaux de ruissellement.

Une utilisation de ce concept sera développée dans la quatrième partie de l'ouvrage.

Alc < 0	Alc > 0			
groupe acide	R1 < 0 groupe salin		R1 > 0 (R1*) groupe alcalin	
	R2 < 0	R2 > 0	R3 < 0	R3 > 0
(1) famille acide	(2) famille saline calcique	(3) famille saline sulfatée	(4) famille alcaline sulfatée	(5) famille alcaline carbonatée

Tableau n° 15: Les paramètres de classification et les familles d'eaux d'irrigation (d'après VALLES et al., 1991)

2°) *Qualité des eaux de ruissellement:*

a - *Faciès chimique des ruissellements:*

Des eaux de ruissellement ont été prélevées lors d'une pluie de la fin du mois de mai 1992, au tout début de l'hivernage, à différents endroits du bassin versant. Elles présentent un faciès bicarbonaté sodique comme le montre le diagramme de Piper de la figure n° 98a. Les teneurs en chlorures et en sulfates ne sont cependant pas négligeables (figure n°98b). La provenance de ces ions n'a pas été recherchée. L'altération du gneiss n'est pas une source envisageable. On peut cependant supposer que les eaux se chargent en chlorures et sulfates dans les dépôts du Continental Terminal sur les points hauts du bassin versant.

b - *Estimation des risques:*

Les eaux recueillies sont peu minéralisées. Elles présentent un faible risque de salinisation des sols les plus lourds en utilisation régulière pour l'irrigation. L'alcalinité résiduelle calcite + fluorine (R1*) et thénardite (R3) des solutions sont positives. Ces eaux évoluent donc dans une voie alcaline carbonatée lorsqu'elles se concentrent par évaporation. Elles sont susceptibles d'alcaliniser un sol si elles s'évaporent sans percoler. En revanche, du fait de leur faible minéralisation (Classe C2 sur le diagramme de RICHARDS, 1954) et donc de leur sous-saturation par rapport à la plupart des minéraux, elles sont très agressives et susceptibles de lessiver le sol si elles percolent. Le devenir des profils recevant de telles eaux est intimement lié au bilan hydrique évaporation-infiltration.

IV CONCLUSION:

□ L'étude fine de la transition SBS-SA laisse apparaître un front de transformation des sols alcalins en sols bruns subarides. Il y a donc régression de l'unité SA en conditions naturelles. Cette évolution semble traduire une mise à l'équilibre dynamique de la couverture pédologique.

□ Au cours de cette transformation, on observe que les sols perdent leurs caractéristiques géochimiques avant de perdre leurs caractéristiques morphologiques.

Il n'en demeure pas moins que des phénomènes anciens ont donné naissance aux sols alcalins. Ces phénomènes ont été abordés en supposant qu'ils résultaient d'une concentration du milieu.

• Les variations de composition expliquées par le modèle de concentration:

□ La compatibilité de l'approche avec les résultats de terrain indique que l'essentiel du comportement des solutions du sol peut s'expliquer par la concentration du milieu, du pôle brun subaride vers le pôle alcalin. On peut considérer que **la genèse du pôle alcalin résulte d'une concentration** de solutions présentant un pouvoir alcalinisant.

□ La précipitation de calcite dans les solutions du sol, provoque une diminution des teneurs en calcium et une augmentation de l'alcalinité carbonatée et par conséquent du pH. Les solutions apparaissent sur-saturées par rapport à la calcite mais ce phénomène peut être attribué à des phénomènes de dégazage en CO_2 des solutions lors des manipulations pour l'analyse.

□ La précipitation de la fluorine qui intervient, malgré le contrôle du calcium, avec celle de la calcite, vient renforcer l'appauvrissement de la solution en calcium et donc l'augmentation de l'alcalinité, toujours contrôlée par l'équilibre avec la calcite. Les teneurs en fluorures continuent de croître en fonction du facteur de concentration. Ce point est original car la présence de fluorine dans le sol limite généralement l'activité en fluorures vers 10^{-4} M (LINDSAY, 1979) du fait de la constante d'équilibre $K = (\text{Ca}^{++}) \cdot (\text{F})^2$.

Le site de LOSSA montre que les teneurs peuvent croître au delà de cette valeur du fait du contrôle géochimique du calcium. La diminution des teneurs en calcium autorise des valeurs remarquablement élevées en fluorures. Ce phénomène a été observé dans les milieux concentrés du rift Est-Africain par GUEDDARI (1984) et plus récemment par CHERNET et TRAVI (1993). L'originalité du site de LOSSA est que l'on atteint de fortes teneurs en fluorures malgré la faible force ionique des solutions du sol.

□ Le magnésium en solution est contrôlé par deux phénomènes; d'une part par la précipitation de calcite magnésienne de formule $\text{Ca}_{0,98}\text{Mg}_{0,02}\text{CO}_3$ - mais le phénomène ne doit pas contribuer pour beaucoup dans l'évolution des teneurs en solution - et d'autre part par la précipitation de silicates magnésiens tel que la stévensite, la sépiolite, ou un minéral voisin tel qu'une montmorillonite magnésienne (N'DIAYE, 1987, VALLES *et al.*, 1989).

□ La comparaison entre l'évolution des données de terrain sur le diagramme de concentration (Ca, Alcalinité, F) et la simulation de l'évaporation d'une solution diluée parmi l'ensemble des échantillons semble indiquer que le complexe d'échange n'intervient pas de manière significative sur le contrôle des ions sodium, et que ceux-ci peuvent être utilisés comme traceurs conservatifs pour calculer le facteur de concentration des solutions malgré

□ Cette concordance entre les données de terrain et la simulation montre également que l'estimation des valeurs de l'alcalinité carbonatée dans les solutions, à partir de la balance électrique, est tout à fait acceptable avec un outil tel que la chromatographie ionique. Ceci a été possible dans la mesure où tous les pics décelés sur le chromatogramme ont été quantifiés (Annexe II)

☛ Les limites de cette approche:

☐ Les phénomènes de précipitation ne suffisent pas à expliquer l'évolution des ions potassium qui ne se concentrent pas proportionnellement au traceur, ni celle des ions phosphates qui semblent contrôlés pour les solutions les plus concentrées. L'intervention d'autres phénomènes que les simples précipitations doit être envisagée, notamment les phénomènes d'échange ionique avec les argiles du sol et la consommation par les plantes.

☐ L'ordre des précipitations entre calcite et fluorine est inconnu. Le phénomène de dégazage des solutions en CO_2 perturbe l'indice de saturation vis à vis de la calcite. Cependant, quel que soit l'ordre d'apparition des précipités, le bilan final est inchangé.

☐ D'après le modèle de concentration des solutions du sol, les ions sodium, chlorures et sulfates ne sont pas contrôlés. L'évolution de ces deux derniers éléments sur le diagramme de concentration n'est cependant pas parallèle au facteur de concentration. L'existence de fortes teneurs en haut du profil et les faibles teneurs en profondeur explique la dispersion assez marquée du nuage de points. La répartition des chlorures et des sulfates montre qu'au moins deux sources sont responsables de la minéralisation des solutions:

- ☛ l'altération de la roche mère;
- ☛ des apports par le haut du profil, probablement par les eaux de ruissellement.

Une étude géochimique simple, non couplée à une étude des organisations et de la distribution des éléments chimiques, n'aurait pas pu nous éclairer sur la singularité du comportement des chlorures et sulfates sur le diagramme de concentration.

☐ Les phénomènes ont été abordés comme des phénomènes de concentration d'un pôle à l'autre. Une dynamique de progression des sols bruns subarides sur les sols alcalins apparaît aujourd'hui. Il faut donc envisager à ce niveau un lessivage des sols.

☛ Apports de l'étude de la qualité des ruissellements:

☐ Les ruissellements présentent des proportions non négligeables en chlorures et en sulfates. Il est probable qu'ils ont contribué à l'augmentation des quantités observées dans la partie haute des profils.

☐ La qualité chimique des ruissellements est ambiguë. Ces eaux alcalines carbonatées sont susceptibles d'alcaliniser les profils si elles s'évaporent sans percoler. En revanche, elles sont très peu minéralisées et peuvent lessiver les profils par percolation.

Il apparaît aujourd'hui une progression des sols bruns subarides sur les sols alcalins. Cette dynamique semble traduire une mise à l'équilibre en conditions naturelles. Une synthèse de toutes les observations réalisées sur le milieu naturel sera menée en dernière partie de l'ouvrage. Nous proposerons alors un modèle de formation et d'évolution des sols de bas-fond.

L'aménagement d'un périmètre irrigué sur ces zones est un atout considérable pour accélérer la mise à l'équilibre et tenter de faire évoluer les sols alcalins dans le sens d'une "désalcalinisation". Deux conditions sont nécessaires pour cela: la percolation des eaux d'irrigation et la restauration de la structure des sols. Dans la troisième partie de ce travail, nous allons présenter une expérimentation ciblée qui vise à lixivier les sols et à en restaurer la structure à moindre coût.

TROISIEME PARTIE
ACTION ANTHROPIQUE

Lors du chapitre précédent, il a été mis en évidence que les sols alcalins ne sont pas en équilibre avec le milieu et que la percolation d'eau à travers le profil peut conduire à une amélioration des qualités agronomiques des sols.

L'amélioration des sols alcalins est possible par des voies chimiques coûteuses. Nous avons testé une méthode biologique, la culture d'une graminée fourragère semi-aquatique locale, qui pousse naturellement dans le fleuve et qui présente un système racinaire puissant: le "Bourgou".

Il s'agit donc d'une méthode peu onéreuse, voire rentable, plus en accord avec les conditions économiques du pays. Les moyens utilisés pour tenter d'améliorer les sols sont des moyens locaux, sans faire appel à des techniques lourdes mécanisées ou à des amendements importés, cette méthode étant susceptible de s'étendre à d'autres zones dégradées par la suite.

I MATERIEL ET METHODE:

A Le "Bourgou"

1°) Habitat:

Le "Bourgou" (*Echinochloa stagnina* (RETZ.) P. BEAUV.) est une graminée semi-aquatique vivace qui domine les végétations naturelles des sols lourds de bas-fond périodiquement inondés au moment des crues des rivières, en Afrique et en Asie tropicale.

a - Distribution géographique:

La présence du "Bourgou" est signalée par plusieurs flores en Afrique, à Madagascar, en Asie tropicale et en Australie. En revanche, bien que le genre *Echinochloa* soit présent et toujours associé aux milieux humides, l'espèce *E. stagnina* ne semble pas avoir été décrite en région tropicale d'Amérique du sud (FRANÇOIS *et al.*, 1989).

b - Biotope:

En Afrique de l'ouest, les peuplements les plus importants se situent sous des climats arides ou semi arides de type sahélien. Le Bourgou se rencontre fréquemment sur les bords des grands lacs mais aussi et surtout sur les plaines d'inondation des grands fleuves à crue saisonnière tels que le Niger, le fleuve Sénégal, le Chari, etc. Outre les plaines d'inondation des grands fleuves et les bordures des lacs, le "Bourgou" se rencontre fréquemment dans les régions de rizières où il est considéré comme une mauvaise herbe.

LAINE (1987) signale que les bras temporaires des fleuves, qui ne coulent qu'au moment de la crue sont des biotopes très favorables à l'implantation d'une bourgoutière. L'implantation d'une bourgoutière impose également des conditions concernant la dynamique de l'eau; elle se développe de préférence en eau calme, et accompagne la crue lorsque celle-ci est inférieure à 4 cm par jour (FRANÇOIS *et al.*, 1989). Ces auteurs signalent que la durée de l'inondation doit se situer entre 3 et 6 mois et que la crue doit se développer sur une hauteur supérieure à 1 m, alors que LAINE (1987) fixe la durée minimale de l'inondation à 6 mois. Ce biotope est fragile et disparaît rapidement lorsque la circulation annuelle de l'eau se fait plus régulière, en raison de la faible compétitivité du Bourgou face aux adventices aquatiques ou semi-aquatiques.

A ce sujet, on peut remarquer que le bras mort de LOSSA et SONA représentait, avant aménagement, un biotope très favorable au bourgou. La crue du fleuve Niger débute au mois de juillet et se poursuit jusqu'au mois de décembre. Le bras était alors envahi par les eaux au début de la crue pour s'assécher dans le courant du mois de janvier ou février. Mais la construction de la station de pompage en amont du village de SONA, qui permet de maintenir en eau le bras "mort" durant la saison sèche, a rapidement eu raison de la bourgoutière qui existait encore il y a quelques années, du fait du développement d'adventices aquatiques.

2°) Type photosynthétique:

Le genre *Echinochloa*, tout comme les *Panicum*, *Pennisetum* et bien d'autres graminées sahéliennes, présente un métabolisme photosynthétique en C4 (PENNING de VRIES et DJITEYE, 1982). Ceci lui confère une efficacité pratiquement double de celle des espèces à photosynthèse en C3, et un optimum thermique nettement au dessus de 30°C (FRANÇOIS *et al*, 1989)

3°) Productivité:

Peu de travaux se sont attardés sur la productivité de ce fourrage. On notera cependant les travaux de CRABBE (1984), SEGUIN (1986) et LAINE (1987). Les résultats les plus complets sont fournis par RIVAS (WIP, 1985, 1986, 1987) en ce qui concerne la productivité des bourgoutières au MALI. Sur les deux années étudiées, la productivité du fourrage en milieu naturel avoisine 30 tonnes de matière sèche par hectare, avec un maximum au mois de Janvier. Le record a été enregistré dans le cas de sols argileux et très humifères au centre du lac Horo, au Mali, à 40 tonnes de matière sèche par hectare. Ces chiffres sont comparables à celui annoncé par SEGUIN dans le cas de Bourgou cultivé sur les fermes expérimentales de l'I.N.R.A.N. aux environs de Niamey.

Aucun de ces auteurs ne chiffre la production de biomasse racinaire. Nous l'avons estimée par pesée sur trois pieds à environ 35 à 40 % du poids frais total de la plante au stade d'exploitation. Ce rapport varie bien évidemment en fonction de la nature du substrat; le système racinaire semble se développer davantage sur sol sableux qu'en sol argileux en condition cultivée. La vitesse de colonisation des profils est élevée; nous avons observé un chevelu racinaire jusqu'à 130 cm sur sols bruns subarides.

Le système racinaire est de type fasciculé, c'est à dire que la première racine ne domine pas par sa taille les racines suivantes et disparaît rapidement au sein d'un chevelu racinaire. C'est cet aspect de forte production de biomasse racinaire dans un système fasciculé qui permet au Bourgou de coloniser rapidement le profil, et qui intéressera plus particulièrement le pédologue.

4°) Possibilité d'intégration de la culture sur un périmètre irrigué:

a - Mode de culture:

La culture de ce fourrage semi-aquatique nécessite le maintien d'eau sur la parcelle. Ceci est possible sur un sol peu perméable, sur une parcelle relativement bien planée après construction de petites diguettes délimitant des casiers clos. La culture de fourrage se fait de manière comparable à la culture du riz à la différence qu'aucun calendrier serré n'est à respecter. Au moins une irrigation par semaine est souvent nécessaire pour maintenir la culture sur des sols peu perméables.

b - Appétence:

Dans le cas de la plupart des périmètres irrigués de la zone sahélienne où les travaux des champs se font à l'aide de la traction attelée, la production de fourrage pour les animaux de travail est indispensable. Le Bourgou est très apprécié par les animaux. Ceci est sans doute à rapprocher de la nature sucrée de sa moelle (CHEVALLIER, 1900). Les habitants du village de LOSSA peuvent être amenés à consommer du Bourgou dans les périodes de pénurie alimentaire. SEGUIN (1986) signale que les graines de Bourgou sont parfois ramassées, sur le fleuve Niger au Mali, à l'aide de toiles tendues à l'avant des pirogues et par battage des inflorescences, pour la préparation de "couscous".

c - Composition du fourrage:

FRANÇOIS *et al.*, (1989) ont réalisé des analyses du fourrage au moment de l'inondation et de l'exondation des parcelles des bourgoutières du Mali. Les résultats sont présentés en annexe VII.

d - Valeur alimentaire:

La valeur alimentaire du Bourgou a été étudiée par RIVAS *et al.* 1987) sur les casiers d'estimation de la production de biomasse suivis dans le cadre du projet WIP (1985, 1986 et 1987). La valeur alimentaire des pâturages est bonne à excellente en fonction de la période dans le cycle biologique.

e - Exploitation:

L'exploitation du fourrage en milieu cultivé peut se faire de deux manières, soit par fauchage ce qui permet une distribution en vert ou après séchage sous forme de foin, soit par pâturage direct sur la parcelle. Le pâturage en milieu naturel n'est possible qu'après le retrait des eaux; la culture irriguée permet une plus grande souplesse d'exploitation. La pérennité de la culture permet de la maintenir durant plusieurs années sur une parcelle.

5°) Conclusion:

Le Bourgou présente des qualités qui lui ont valu d'être choisi pour notre étude. C'est une graminée locale, qui pousse dans le fleuve à proximité du périmètre. Les paysans le connaissent; d'un point de vue social, le Bourgou est recherché et se vend facilement sur les marchés. De plus, il est très apprécié par les animaux, présente une bonne valeur alimentaire, indispensable sur un périmètre où le travail du sol se fait par traction attelée.

En outre, il présente un système racinaire fasciculé puissant, susceptible de coloniser rapidement les sols et de créer des voies de circulation préférentielles de l'eau. Par rapport à d'autres graminées telles que *Panicum maximum* ou *Pennisetum purpureum*, le Bourgou se cultive en submersion, ce qui permet de maintenir une pression d'eau maximale à la surface du sol et de favoriser un lessivage des parcelles.

B L'expérimentation menée:

1°) Suivi de la qualité de l'eau du bras mort:

a - Méthode:

Les concepts utilisés pour apprécier la qualité des eaux d'irrigation sont les mêmes que ceux développés au chapitre 2, III, C, 1°).

Durant la crue du fleuve qui s'étale du mois d'août au mois de décembre, le bras mort de LOSSA s'écoule normalement. En revanche, lorsque le niveau du fleuve Niger baisse, le bras s'isole de l'écoulement général et ses eaux se concentrent sous l'influence de l'évaporation, malgré un système de pompage qui permet d'alimenter le bras à partir du fleuve. Les eaux de ce bras mort servent pour l'irrigation de quatre aménagements hydro-agricoles situés à proximité, dont le périmètre de LOSSA.

La qualité de l'eau du bras mort a été suivie durant la saison sèche de 1992. Des prélèvements réguliers ont été réalisés pour suivre l'évolution des concentrations et du faciès chimique de l'eau. Les résultats ont été comparés aux analyses réalisées par le laboratoire des sols de l'I.N.R.A.N. à Niamey en ce qui concerne la saison sèche de 1990 (BARBIERO, 1990).

Les prélèvements ont été échelonnés du 15/12/1991 au 02/06/1992 et réalisés au niveau d'une vanne d'irrigation du périmètre de LOSSA. Les échantillons ont été stockés dans des flacons en polyéthylène de 25 ml et conservés au frais et à l'obscurité durant plusieurs mois. Un bilan ionique a été réalisé par chromatographie ionique (Dionex) au laboratoire des sciences du sol INRA-ENSA de Rennes. Les éléments dosés sont Na, K, Ca, Mg, NH_4 , Cl, F, NO_3 , NO_2 , SO_4 , PO_4 , et les oxalates. Les carbonates ont été estimés par différence électrique et les résultats obtenus de cette façon ont été vérifiés sur 2 échantillons par titration à l'acide et calcul suivant la méthode de GRAN (1952). La mesure du pH des solutions a été réalisée seulement au moment des analyses.

b - Résultats:

☞ Evolution de la charge ionique:

La minéralisation augmente progressivement au cours de la saison sèche sous l'effet de l'évaporation. Elle atteint généralement un maximum vers les mois de mai ou juin (voire même juillet en fonction de la précocité de la saison des pluies). Après les premières pluies, le niveau du fleuve monte rapidement et vient alors chasser les eaux du bras mort. La minéralisation chute parallèlement (BARBIERO, 1990). En utilisant les ions sodium comme traceur pour estimer l'état de concentration des eaux, on constate qu'entre Décembre 1991 et Juin 1992 les eaux du bras mort se sont concentrées 18 fois.

☞ Evolution du faciès chimique:

Les eaux d'alimentation du périmètre ont un faciès bicarbonaté-sodique à bicarbonaté-calco-sodique comme c'est le cas de la plupart des eaux de la région. On remarque cependant que ce faciès évolue vers un renforcement du caractère sodique au cours de la saison sèche comme le montre le diagramme de Piper de la figure n° 99.

☐ Saturation par rapport à la calcite:

Les analyses ont été traitées par la spéciation du modèle "Aqua". Elles ont ensuite été replacées dans le diagramme de saturation par rapport à la calcite.

Il apparaît que les solutions sont à saturation par rapport au minéral dès le début de la saison sèche chaude (mars) (figure n° 100). L'équilibre avec la calcite régit donc l'évolution des teneurs en calcium et en carbonates.

□ L'alcalinité résiduelle calcite de la solution:

L'alcalinité résiduelle calcite de la solution est positive. L'application de ce concept à la précipitation de la calcite permet de prévoir une diminution des teneurs en calcium et une augmentation des carbonates sous l'influence de l'évaporation. Ce phénomène explique le renforcement du caractère bicarbonaté-sodique de l'eau au cours de la saison.

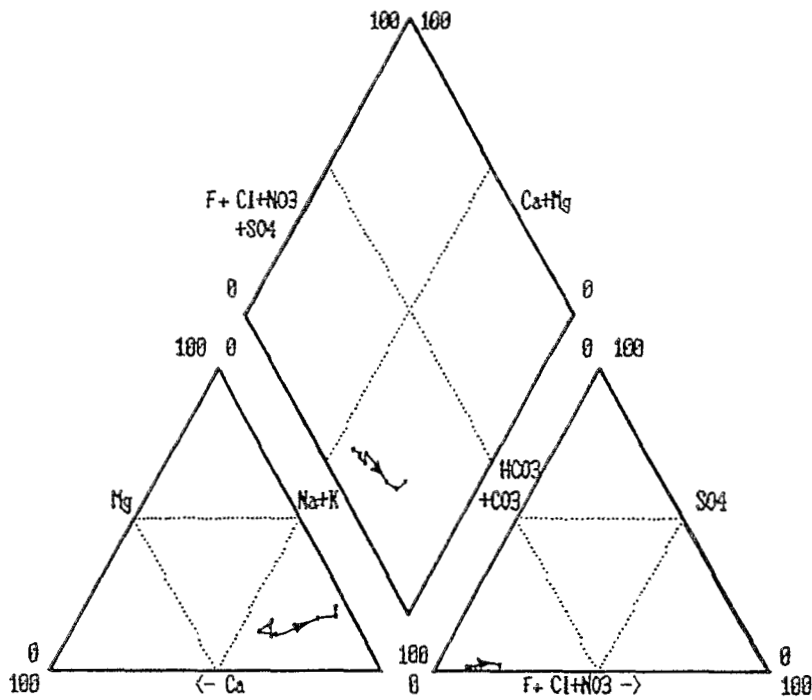


figure n° 99: Evolution du faciès chimique des eaux du bras mort de LOSSA.

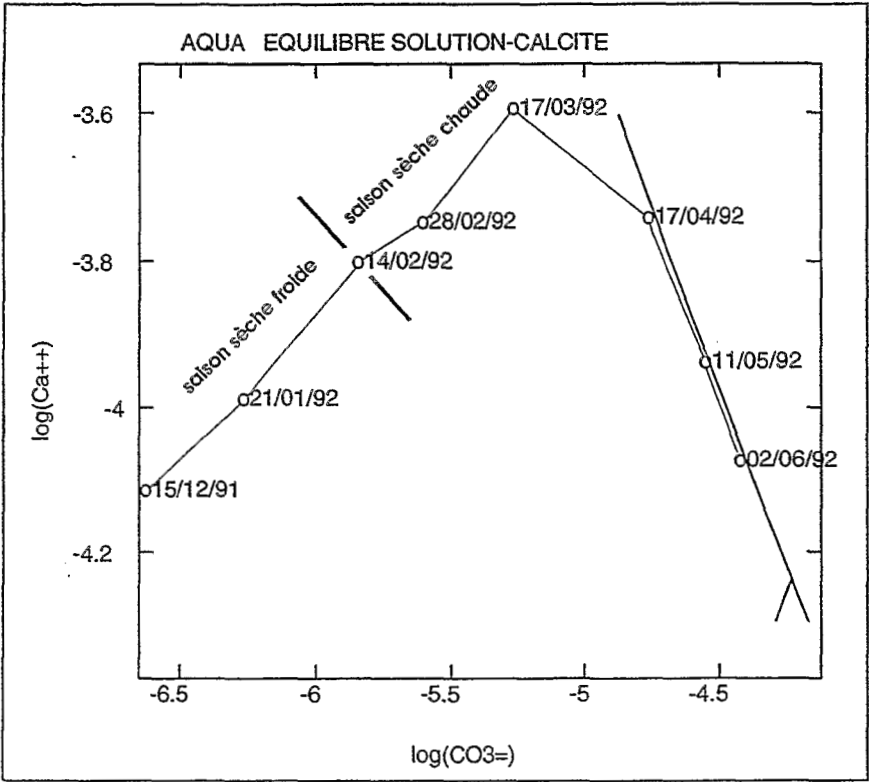


figure n° 100: Saturation par rapport à la calcite des eaux du bras mort.

☞ Qualité des eaux du bras mort.

Sur le diagramme de RICHARDS, les eaux utilisées appartiennent à la classe C1. C'est à dire qu'elles ne présentent aucun risque de salinisation pour les sols mis en valeur.

Les facteurs R_1 (ARC) ou R_1^* (ARC+F) et R_3 des eaux d'irrigation sont positifs. Ces eaux évoluent donc dans la voie alcaline carbonatée et présentent un pouvoir alcalinisant sous certaines conditions d'exploitation.

Si la dose d'irrigation est insuffisante sans apport d'une fraction lessivante, l'eau apportée s'évapore dans le sol et a tendance petit à petit à alcaliniser les sols.

Si la dose d'irrigation est élevée, la percolation à travers le sol empêchera tout développement de l'alcalinisation. Le problème se pose pour les sols alcalins, très peu perméables, où l'eau même apportée en grande quantité a tendance à stagner et à s'évaporer sans percolation à travers le sol. Il importe donc de surveiller l'évolution des sols sous irrigation pour situer la position du terrain face au seuil évaporation-infiltration. Ceci sera détaillé par la suite.

c - Conclusion:

☐ La minéralisation de l'eau augmente au cours de la saison sèche sous l'influence de l'évaporation. La saturation avec la calcite est atteinte vers le mois de mars. Du fait que l'alcalinité résiduelle calcite de l'eau d'irrigation est positive, le faciès bicarbonaté-sodique se renforce.

☐ L'eau d'irrigation appartient à la famille alcaline carbonatée. Elle est susceptible d'alcaliniser les sols si elle s'évapore en leur sein. Elle est cependant très peu minéralisée même à la fin de la saison sèche et peut lessiver les profils si elle percole.

2°) Description des essais:

La culture a été menée sur la parcelle E2 du périmètre. Le champ s'étale en haut de la parcelle, principalement sur l'unité de sol SA. Seul le bas de la partie cultivée intéresse les sols bruns subarides (SBS). La culture recoupe donc le front de contact entre ces deux types de sols.

a - Préparation du terrain

La parcelle a été pré-irriguée avant labour, par submersion. Après 4 jours de ressuyage, le labour a été effectué par 2 boeufs attelés à une charrue brabant. La profondeur du labour était irrégulière en raison de la qualité des sols (labour de 20 cm de profondeur sur sols bruns subarides et de 10 à 15 cm sur sol alcalin). Immédiatement après labour, les grosses mottes ont été cassées par un hersage.

Après cette opération, la parcelle a été piquetée pour délimiter l'emplacement des casiers. 80 casiers ont été réalisés manuellement par les manoeuvres du périmètre suivant le plan de la figure n° 101. Le travail consiste à élever des petites diguettes de 15 cm environ avec le matériel prélevé au coeur des casiers. Le rôle des diguettes est de délimiter les casiers et les canaux d'irrigation secondaires, internes à la parcelle.

Après une reprise du planage, les casiers ont été irrigués pour former une boue en surface, favorable au repiquage.

b - Repiquage des plants

Des plants de fourrage ont été récupérés sur les parcelles voisines qui avaient été mises en culture les années précédentes. On essaie généralement de conserver une culture sur le périmètre afin de pouvoir bénéficier des plants de fourrage à tout moment.

Les pieds sont sectionnés en plusieurs boutures; chacune d'elle générant un nouveau pied de Bourgou.

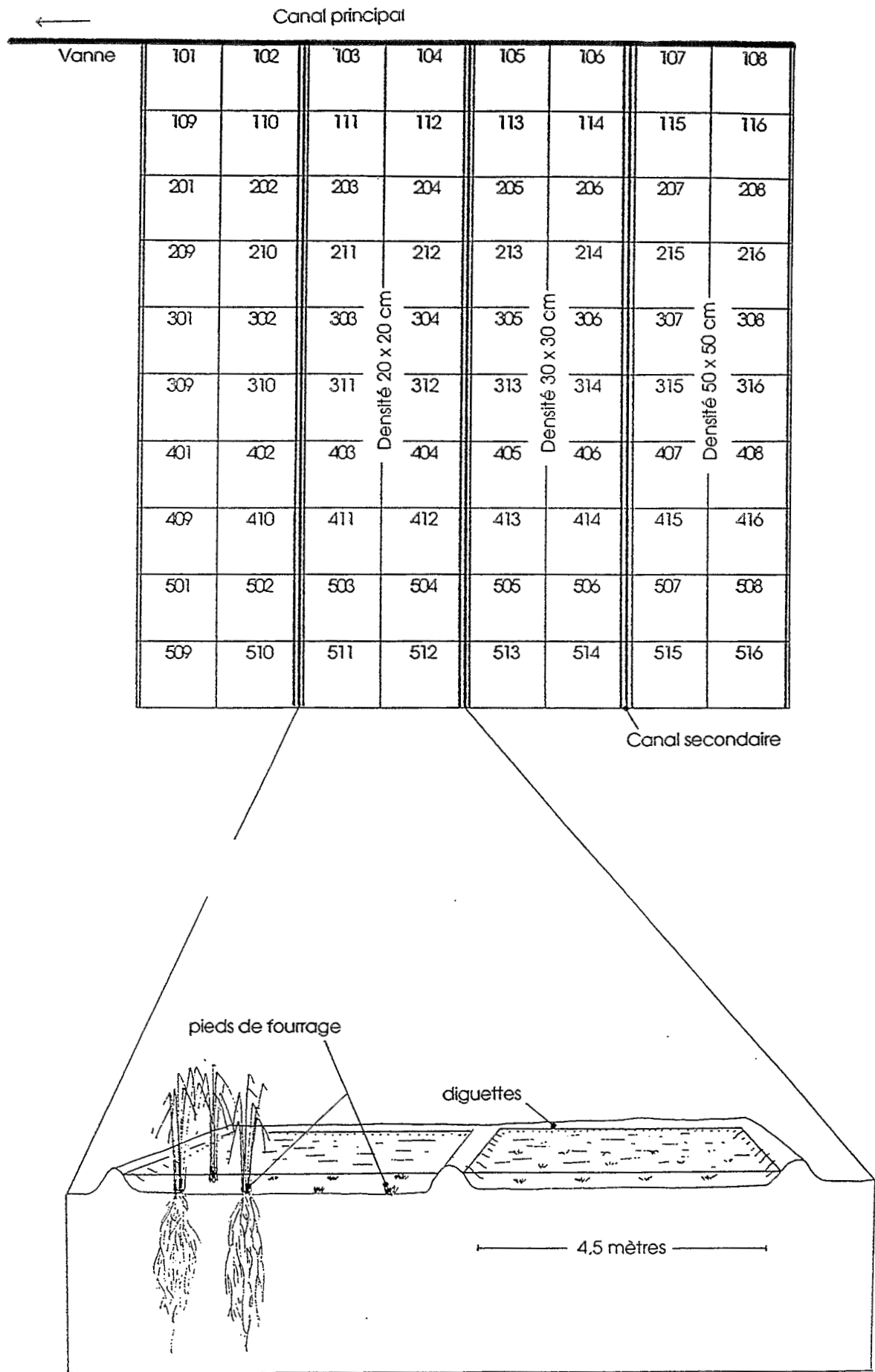


Figure n° 101: Dispositif et mode de culture.

c - Dispositif

Trois densités de repiquage ont été testées: (20 x 20 cm, 30 x 30 cm et 50 x 50 cm) sur 20 casiers chacun (figure n° 101). Enfin, 20 casiers n'ont pas été repiqués mais ont reçu les mêmes doses d'irrigation. Ce dispositif vise à comparer d'une part l'action propre du fourrage en comparaison avec un milieu non cultivé mais irrigué avec les mêmes doses, et d'autre part à voir s'il existe une différence significative entre une culture espacée et une culture dense.

d - Fertilisation

La fertilisation a été réalisée avec les engrais disponibles sur le périmètre ou facilement disponibles au NIGER. La fertilisation de fond a été enfouie par le labour. Elle comportait une dose de 300 kg à l'hectare de "15 - 15 - 15". Durant la culture, la fertilisation d'appoint a été réalisée avec de l'urée et du KCl. La fertilisation a été suivie convenablement jusqu'au début du mois de Juin. A partir de cette date, fertilisation et irrigation ont cessé. Le total de la fertilisation en fonction du calendrier est résumé en annexe VII.

e - Irrigation

La parcelle a été repiquée le 19 octobre 1991. A partir de cette date, nous avons tenté de maintenir deux irrigations par semaine, les lundis et vendredis. La gestion des irrigations n'a cependant pas été aussi rigide en fonction des besoins des autres cultures et des problèmes de gestion de l'eau et des manoeuvres, et des pannes d'électricité.

Chaque irrigation consiste à apporter 50 mm sur chaque casier. La faible perméabilité des sols facilite le contrôle des doses d'irrigation. Une simple règle graduée, fichée dans le sol a servi de repère. Le casier carré de 4,50 m de côté reçoit donc:

$$4,5 \times 4,5 \times 0,05 = 1,0125 \text{ m}^3$$

d'eau par irrigation (soit environ 1 m³).

La fréquence des irrigations est résumée en annexe VII.

3°) Exploitation:

Le fourrage est coupé lorsqu'il atteint la taille de 1,20 m environ. En conditions normales, on peut réaliser jusqu'à 7 coupes par an. La production de biomasse est irrégulière et fortement liée à la température. Le fourrage ne pousse pratiquement pas durant la saison sèche froide qui s'étale de décembre à février.

3 coupes seulement ont été réalisées sur la parcelle. La première, le 20/01/92, la seconde le 12/03/92 et la troisième le 05/05/92. Les rendements sont reportés en annexe VII.

Les rendements de la première et de la seconde coupe rendent compte de la densité de repiquage, mais les écarts s'estompent dès la troisième coupe. Ces résultats s'expliquent par un tallage important du fourrage qui colonise les casiers. Les observations traduisent une uniformisation de la densité de pieds au mètre carré au bout de 5 à 6 mois. La densité se stabilise à une valeur voisine de 18 pieds au mètre carré. Les casiers situés en bas de parcelle, sur sols bruns subarides présentent des rendements nettement inférieurs. Du fait de la perméabilité du milieu, l'eau ne stagne pas en surface. Les pieds de fourrage sont à sec quelques heures après l'irrigation.

II. CARACTERISATION DU MILIEU APRES CULTURE:

Le terrain a été caractérisé du point de vue morphologique et géochimique avant la culture. Le travail présenté ici ne consiste pas en un suivi de l'état d'alcalinisation du terrain mais en une comparaison entre un état initial et un état final, après un an de culture de fourrage. Il importe donc, à défaut de pouvoir comparer deux fois la même zone, de comparer deux zones qui présentaient au départ le même degré d'alcalinisation, la première zone servant d'objet d'étude pour la caractérisation initiale du terrain et la seconde pour la caractérisation finale.

Deux transects sur la parcelle E2 ont servi de support pour déterminer les caractéristiques morphologiques du terrain après culture.

☞ la première séquence débute au coeur de la zone qui a été mise en culture et se termine sur un casier qui a été irrigué mais sans porter de culture. Elle n'intéresse que les sols alcalins (unité SA)

☞ la seconde séquence, perpendiculaire à la première, n'intéresse que des casiers mis en culture mais recoupe le front de contact entre les sols alcalins et les sols bruns subarides.

Les traits morphologiques et géochimiques ont été étudiés sur deux tranchées de cette seconde séquence, la première de trois mètres de long sur le casier n° 414 sur des sols alcalins et la seconde sur le casier n° 514, au niveau du contact SBS-SA.

La localisation des séquences est reportée sur la figure n° 102.

101	102	103	104	105	106	107	108
109	110	111	112	113	114	115	116
201	202	203	204	205	206	207	208
209	210	211	212	213	214	215	216
301	302	303	304	305	306	307	308
309	310	311	312	313	314	315	316
401	402	403	404	405	406	407	408
409	410	411	412	413	414	415	416
501	502	503	504	505	506	507	508
509	510	511	512	513	514	515	516

figure n° 102: Localisation des séquences étudiées pour la caractérisation du milieu après culture.

A. Les modifications morphologiques:

1°) Traits généraux des modifications de l'organisation pédologique sous l'influence de la culture:

L'inventaire des volumes pédologiques identifiés sur les deux transects, illustré sur la figure n° 103, est très proche de celui réalisé avant culture sur les mêmes unités de sol (casier 103 pour l'unité SA et casier T1 pour l'unité SBS). On note cependant du point de vue morphologique deux différences importantes; l'une concerne la frange d'altération de la roche mère et l'autre les horizons supérieurs:

☛ L'allotérite apparaît plus épaisse, poreuse et beaucoup mieux structurée. La structure est grumeleuse arrondie, caractéristique de sol à activité biologique importante. Ce niveau vient se superposer à l'organisation définie auparavant. Il est développé aux dépens de l'allotérite, du haut de l'isaltérite et de la base des horizons gris compact et brun selon l'unité de sol concernée (respectivement SA et SBS).

☛ L'influence de la culture sur les horizons supérieurs peut se constater sur le profil de la fosse n° 309, qui recoupe une zone cultivée en fourrage et irriguée et une zone non cultivée mais irriguée avec les mêmes doses. L'horizon sableux de surface présente une différence nette dans sa structure au passage entre les deux zones (photos n° 8 et 9).

☛ Sur la zone irriguée mais sans fourrage, l'horizon sableux de surface est compact, présente une forte cohésion. La structure est massive, difficile à rompre. Les squelettanes de l'horizon gris compact sont nets; le passage latéral du matériel sableux au matériel sablo-argileux des prismes est légèrement diffus.

☛ En milieu irrigué et cultivé en fourrage, il reste de nombreuses racines de fort diamètre (1 à 3 mm). Elles ont colonisé le matériel sableux et contribuent à une redistribution de porosité dans l'horizon sableux de surface. Au sein de l'horizon gris compact, elles se répartissent principalement dans les squelettanes entre les prismes. On note cependant une colonisation secondaire (en importance) du matériel sablo-argileux à proximité de ces squelettanes. On observe une structuration locale des sols à proximité immédiate des plans sableux. Le passage latéral au prisme de structure massive se fait donc par l'intermédiaire d'une zone de 1 à 2 cm de large présentant une structure polyédrique angulaire de taille centimétrique. On n'observe pas de racines au coeur des prismes.

d - Conclusion:

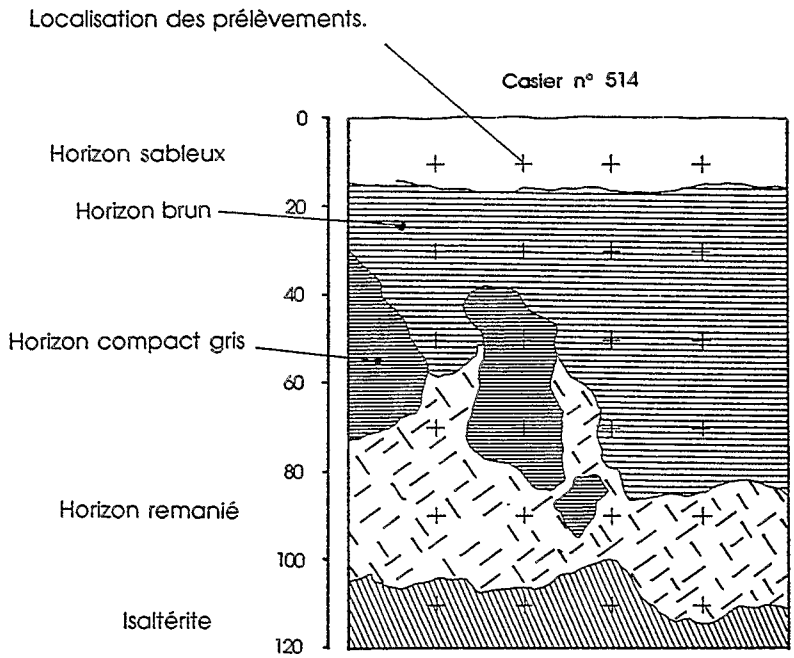
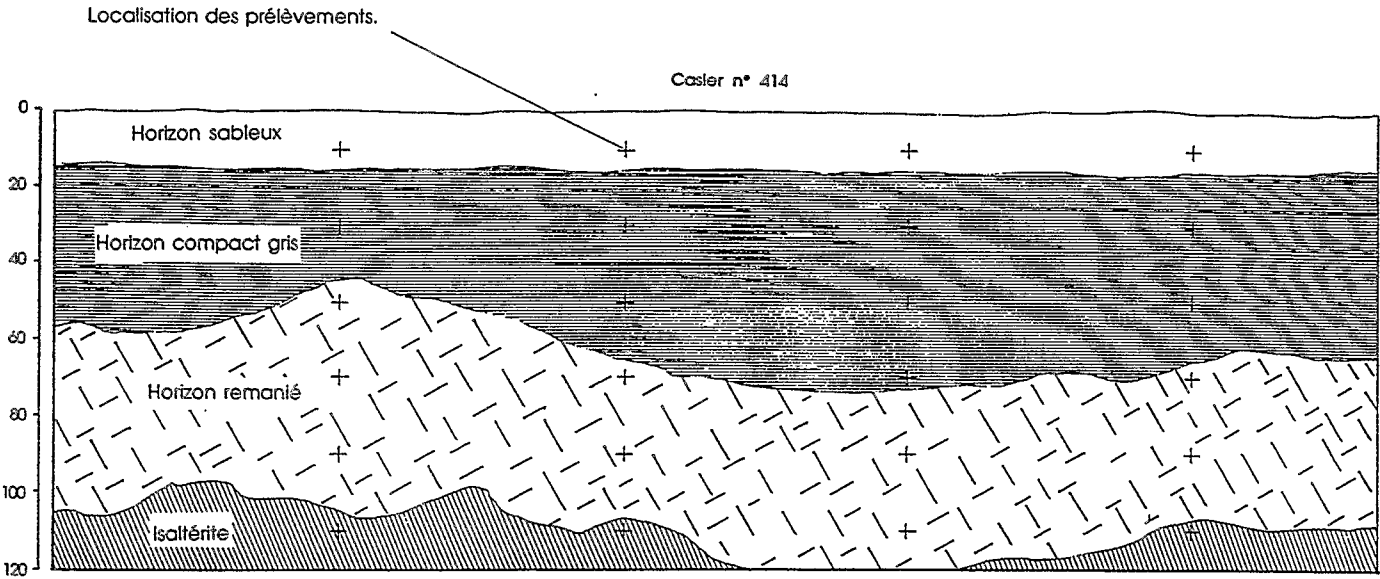
La principale différence réside donc en la structure de **la frange d'altération de la roche mère**, structure caractéristique de matériau remanié par la macrofaune du sol (agrégats arrondis, etc...). Les remaniements présentent une telle intensité qu'ils définissent un nouvel horizon, biologique.

2°) Caractéristiques de l'horizon remanié.

a - Epaisseur de l'horizon:

Les deux transects ont permis de suivre la répartition et l'épaisseur de l'horizon bien structuré: celui-ci apparaît **continu** mais **d'épaisseur variable** (figure n° 104). Dans les deux cas, on constate qu'il est épais en bordure de zone alcaline et de plus en plus fin lorsque l'on pénètre au coeur de la parcelle irriguée. On constate également que son épaisseur est moindre hors de la tache alcaline, au sein des sols bruns subarides.

figure n° 103: Répartition des horizons sur les casiers n° 414 et 514.



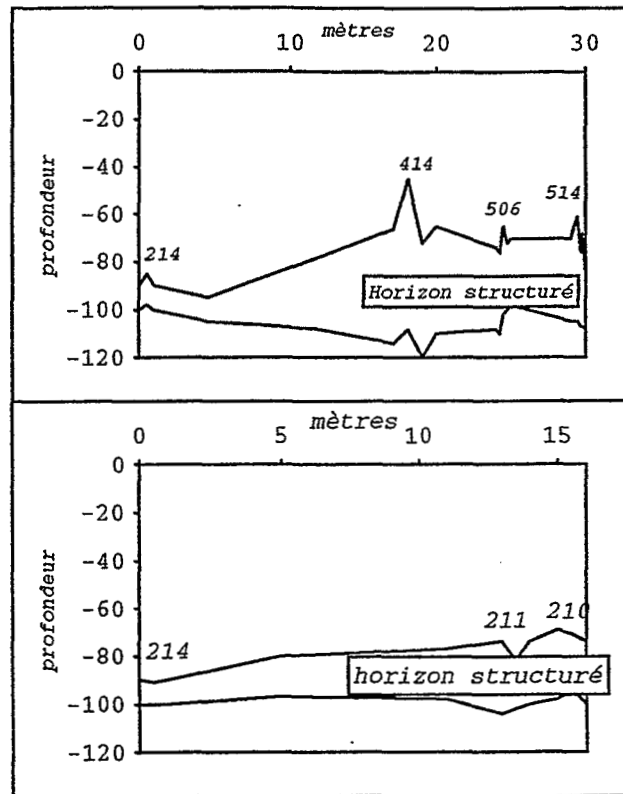


Figure n° 104: Distribution de l'horizon structuré suivant les deux transects.

b - Profondeur de l'horizon:

La profondeur de l'horizon structuré est liée à son épaisseur: il prend naissance au sein de l'altérite à structure conservée (isaltérite) ou de l'horizon à précipitations calcaires (allotérite). Sa profondeur maximale est donc d'environ 100 à 120 cm. Il remonte en fonction de son épaisseur dans les horizons gris compact et brun suivant le milieu. Sa profondeur minimale est de 40 à 50 cm. Cet horizon est centré sur la frange d'altération du gneiss.

c - Organisation du matériau:

description:

Le matériau apparaît composé d'un assemblage en mosaïque de tubules circonvoqués à section circulaire, comblés d'un matériel agrégé en boulettes. Le diamètre des tubules est de 7 mm environ et celui des boulettes de 0,1 à 0,5 mm. On observe plus rarement des conduits de section ovale à oblongue, non comblés, et lissés sur les bords intérieurs. On reconnaît parfois la phase initiale grise et ocre peu poreuse sur de petits volumes isolés de l'ordre de quelques mm. Les restes de l'ancienne matrice sont cependant rares et l'on peut estimer la proportion du matériel remanié à 95 % environ. La structuration est fine de l'ordre du cm, voire inférieure. Les débits de la structure sont commandés par la taille des remaniements. La porosité est importante. Le matériel est stable en présence d'eau.

Les précipitations de calcaire sont fréquentes, souvent sous la forme de volumes pulvérulents mais aussi de petits grains dispersés ou de filaments blancs.

Morphologie des remaniements:

En coupe transversale, les tubules sont composés de la superposition de plusieurs cupules empilées comme le montre la figure n° 105-a. Ces cupules sont elles-mêmes composées de la juxtaposition de grains.

L'observation en coupe longitudinale confirme que le comblement des tubules correspond à l'empilement de cupules légèrement bombées comme présenté sur la figure n° 105-b.

a - Méthode:

Les modifications de la macro-porosité du sol ont été appr ci es par analyse d'image (HALLAIRE et COINTEPAS, 1993)   partir de lames minces. Le contact entre les horizons "remanié" et "gris compact"  tant légèrement diffus, nous avons travaillé à partir d'une lame construite sur une transition entre les deux milieux. Deux zones contrast es, identifi es comme caractéristiques de ces horizons "gris compact" et "remanié", ont été photographi es (grossissement x63 sur format 24x36, photos n  10 et 11). Nous avons travaillé sans répétition, avec une seule image estim e représentative de l'horizon. Ce travail consiste donc davantage en une estimation de l'ordre de grandeur des modifications dans la macro-porosité qu'en une étude spécifique.

Les images ont été trait es par le logiciel "NOESIS-VISIOLOG". L'analyse d'image se fait sur un mini ordinateur SUN SPARC Station IPC. L'acquisition des images est effectu e au moyen d'une caméra vidéo dirig e vers le plan de projection de l'image. Le seuillage réalisé sur les tons de gris est identique pour les deux images acquises avec le même contraste. L'histogramme nettement bimodal des niveaux de gris facilite le choix du seuillage. Les images sont digitalis es en 542 x 820 pixels. Chaque pixel a une longueur de 45 μm , soit une surface de 2000 μm^2 .

Nombre, surface et forme (indice d'allongement) des pores ont été quantifiés. Les pores identifiés présentant une surface inférieure à 10 pixels ont été éliminés; ils sont attribués au bruit de fond de l'appareil.

b - Résultats:

Macro-porosité totale:

La surface totale des pores représente 14,8 % de l'image dans l'horizon "gris compact" et augmente jusqu'à 25,1 % de l'image dans l'horizon "remanié". Le nombre de pores enregistrés augmente dans les mêmes proportions passant de 102   191 sur l'image.

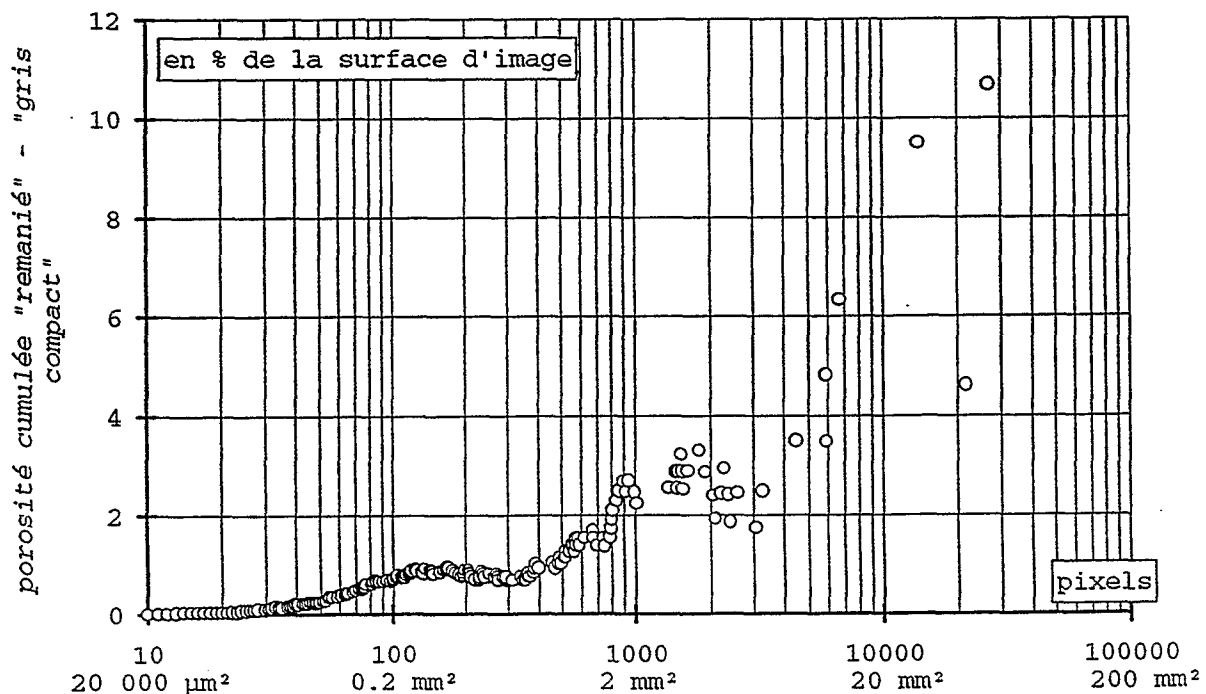


figure n  106: Différence de poros t  cumul e en fonction de la taille des pores entre l'horizon remanié et l'horizon gris compact.

La comparaison de la porosité de ces 2 horizons peut s'apprécier sur la figure n° 106 où est reportée la différence des porosités cumulées des deux images ("remanié" - "gris compact") en fonction de la taille des pores. L'évolution est horizontale jusqu'à une classe de pores de $80\,000\ \mu\text{m}^2$. Au delà de cette valeur, la courbe augmente régulièrement jusqu'à la classe de $240\,000\ \mu\text{m}^2$. On atteint alors un nouveau palier, puis la courbe augmente alors brutalement jusqu'à la taille de $3\ \text{mm}^2$ en deux mouvements. Elle amorce une légère baisse jusqu'à la taille de $6\ \text{mm}^2$ puis augmente définitivement jusqu'à la porosité maximale. A ce niveau le nombre de pores diminue considérablement et le nuage de points se disperse.

La figure traduit:

- ☛ une augmentation de la porosité pour une gamme de pores entre $80\,000$ et $240\,000\ \mu\text{m}^2$; cette porosité représente 1 % de l'image;
- ☛ une porosité similaire entre les deux horizons dans la gamme $240\,000 - 700\,000\ \mu\text{m}^2$;
- ☛ une forte augmentation de la porosité causée par quelques pores de grande taille et qui correspond à environ 9 % de l'image.

☛ nombre de pores par classe de porosité:

Le nombre de pores de petite taille ($<20\,000\ \mu\text{m}^2$) augmente considérablement dans l'horizon "remanié". Ceci contribue néanmoins pour un faible pourcentage dans la porosité totale. L'histogramme du nombre de pores par classe (figure n° 107) traduit une augmentation du nombre de pores dans l'horizon "remanié" par rapport à l'horizon "gris compact" des classes $0,6 - 0,8\ \text{mm}^2$, $1 - 1,2\ \text{mm}^2$, $1,2 - 2\ \text{mm}^2$ et $6 - 12\ \text{mm}^2$. On retrouve l'organisation de la courbe de la figure n° 106.

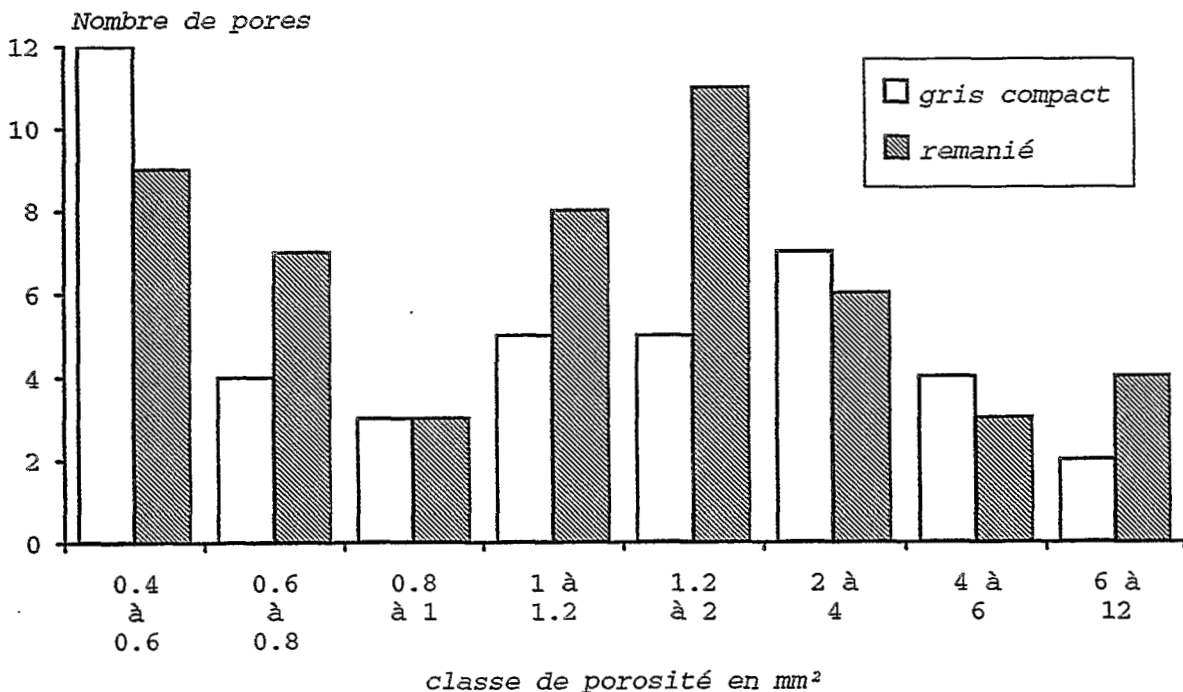


Figure n° 107: Nombre de pores par classe de porosité.

☛ Indice d'allongement des pores.

L'indice d'allongement des pores a été remplacé de la même manière en fonction de la taille des pores (figures n° 108). La gamme d'allongement des pores est sensiblement la même (1 à 9). Les pores les plus gros présentent un indice d'allongement élevé. On note cependant dans l'horizon "remanié" par rapport à "gris compact" l'apparition de pores ronds de surface supérieure à $1,4\ \text{mm}^2$. Ceci s'accompagne d'une disparition de pores plus allongés (indice >4) de taille inférieure à $3\ \text{mm}^2$.

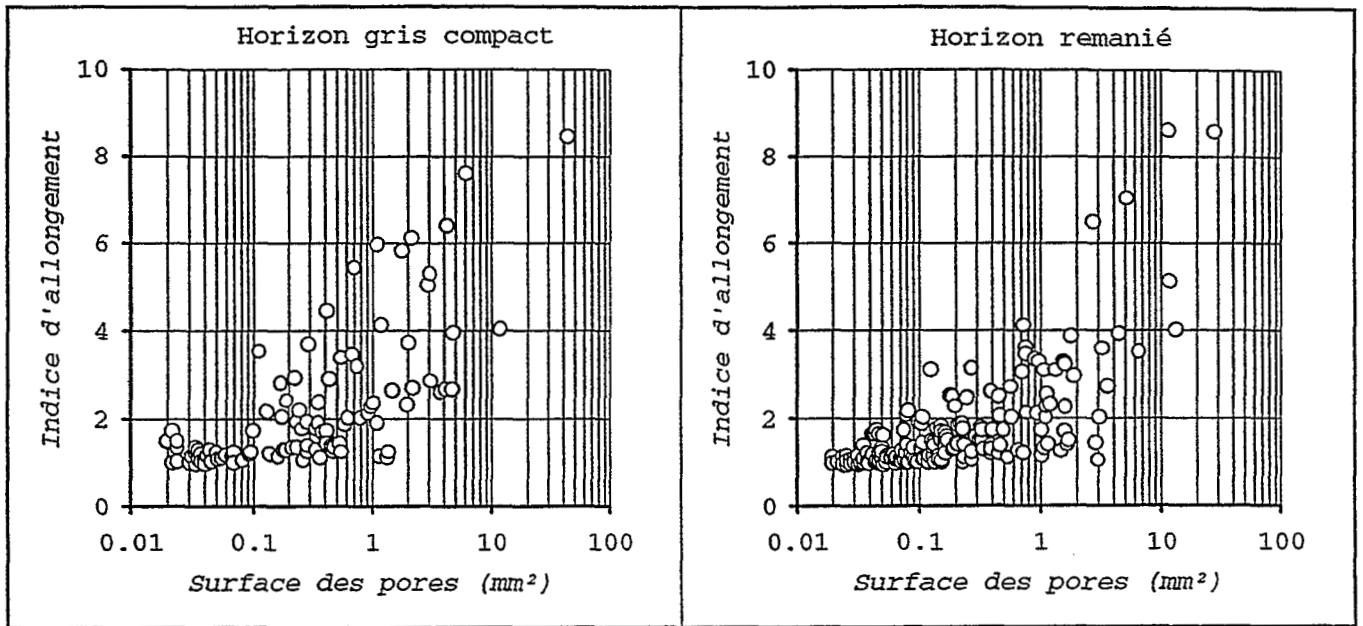


Figure n° 108: Indice d'allongement et taille des pores horizons "remanié" et "gris compact".

c - Conclusion:

La gamme de macro-porosité comparée est sensiblement la même pour les deux horizons: 10 - 22000 pixels pour l'horizon compact gris et 10 - 27000 pixels pour l'horizon remanié, ce qui correspond à des surfaces de pores de $20.000 \mu\text{m}^2$ à 54 mm^2 . Les remaniements ont provoqué un accroissement de la macro-porosité totale par l'augmentation considérable du nombre de pores de petite taille et surtout par la formation de pores de grande taille ronds, à relier avec la micro-agrégation du matériel. Cette différence de porosité correspond à une densité voisine de 1,75 pour l'horizon gris compact et 1,65 pour l'horizon remanié (BARBIERO, 1990).

B Les modifications des modalités de circulation de l'eau:

La distribution de l'eau dans les profils a été étudiée d'une part durant la culture, et d'autre part après culture à partir d'une irrigation modérée.

1°) Suivi de la profondeur d'humectation des profils durant la culture:

a - méthode

Le suivi de la profondeur d'humectation a été abordé d'une façon simple et qui se voulait la moins destructrice possible du milieu. Avant chaque irrigation, le sol est détrempé mais sans eau en surface. L'épaisseur du profil humecté a été appréciée à l'aide d'une tarière fine de diamètre 3 cm; celle-ci butte de manière nette sur la partie sèche du profil. L'utilisateur note la profondeur sur la tige de la tarière.

La profondeur d'humectation des profils a été suivie durant les 145 premiers jours d'irrigation avec une fréquence d'observation de 15 jours environ.

b - résultats

Trois grands types de comportement ont été observés dans l'évolution de la profondeur d'humectation.

☛ Une première catégorie de casiers présente un front d'humectation à progression rapide qui atteint la roche altérée (120 cm) en quelques jours (figure n° 109).

☛ Une seconde catégorie présente un front qui évolue plus lentement et qui atteint 60 centimètres au bout de 50 jours. Le front se stabilise alors à cette profondeur jusqu'au 120^{ème} jour. On observe alors une accélération de l'infiltration et la progression rapide du front vers la profondeur.

☛ Enfin, une troisième catégorie présente un front qui évolue très lentement. Le front atteint la profondeur de 60 cm au bout de 140 jours de submersion. On observe alors le même phénomène que dans le cas précédent, à savoir une progression rapide du front d'humectation vers la profondeur.

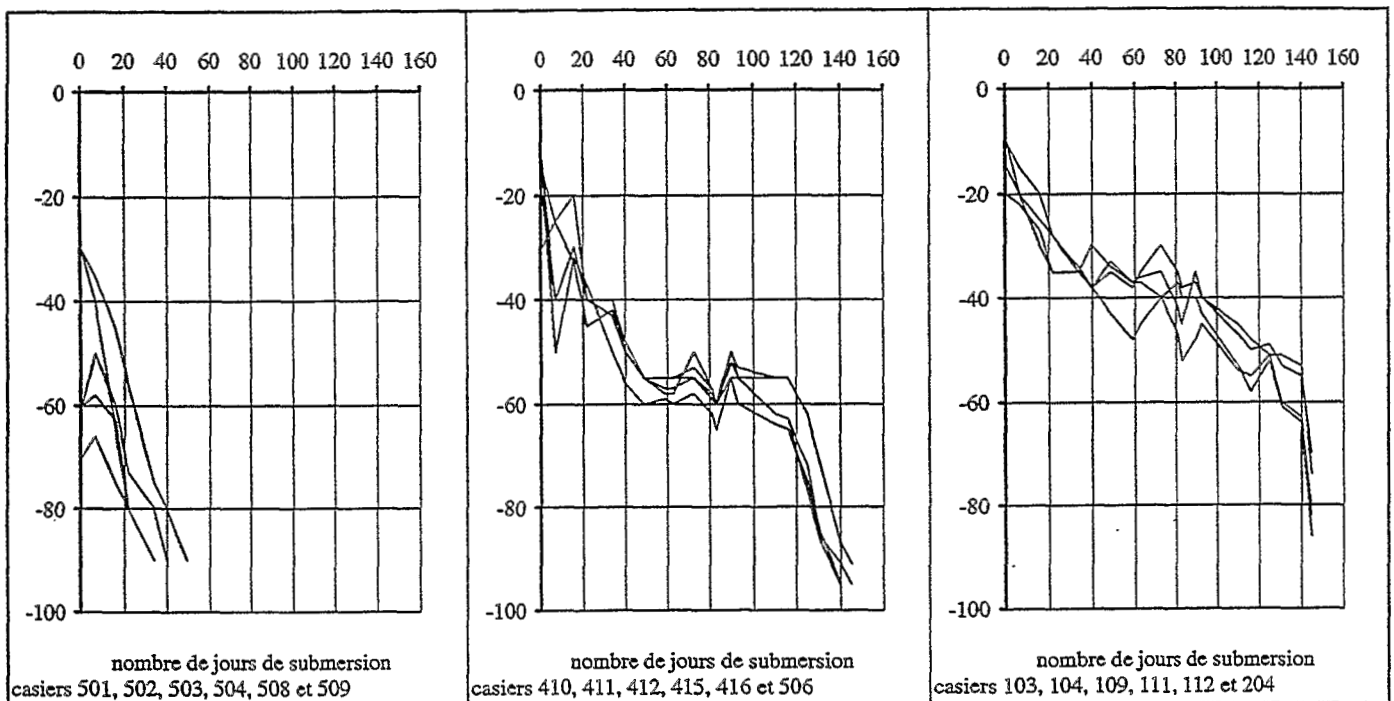


Figure n° 109: Evolution de la profondeur d'humectation sur les casiers de culture.

c - discussion

On observe trois types de comportement des casiers de culture qui s'opposent par la vitesse de progression du front d'humectation. Les sols bruns subarides s'individualisent en traduisant une percolation rapide de l'eau. En revanche, la percolation au sein des sols alcalins est très lente.

L'accélération soudaine de la vitesse du front, au bout de 120 jours dans certains cas et de 140 dans les autres ne peut pas être reliée à l'organisation initiale du terrain. Elle peut cependant être rapprochée du caractère poreux de l'horizon remanié. Cette observation permet de situer approximativement la date du début d'intervention des remaniements sur la circulation de l'eau.

Dans tous les cas de figure, la profondeur d'humectation atteint 120 cm. A partir de ce moment là, le front d'humectation arrive au niveau de l'isaltérite perméable; la percolation devient alors possible à travers les sols.

2°) La conductivité hydraulique en surface après culture:

De la même façon que lors de la caractérisation initiale, des mesures de conductivité hydrauliques à saturation ont été réalisées, par la méthode de MUNTZ, sur sept casiers. Les résultats figurent dans le tableau n° 16. Les casiers choisis présentaient à l'origine une conductivité hydraulique à saturation nulle (cf chapitre n° 2, II, B, 3°).

Casier n°	206	214	306	314	406	414	506
$K(\theta)$ cm.H^{-1}	1,6	0,4	0,5	2,6	0,4	0,6	1,0

Tableau n° 16: Valeur de $K(\theta)$ en surface après culture.

Après culture, on mesure des valeurs de $K(\theta)$ non nulles. Ces valeurs restent inférieures aux valeurs enregistrées sur sols bruns subarides (cf chapitre n° 2, II, B, 3°) mais les apports d'eau sont susceptibles de circuler au sein du profil.

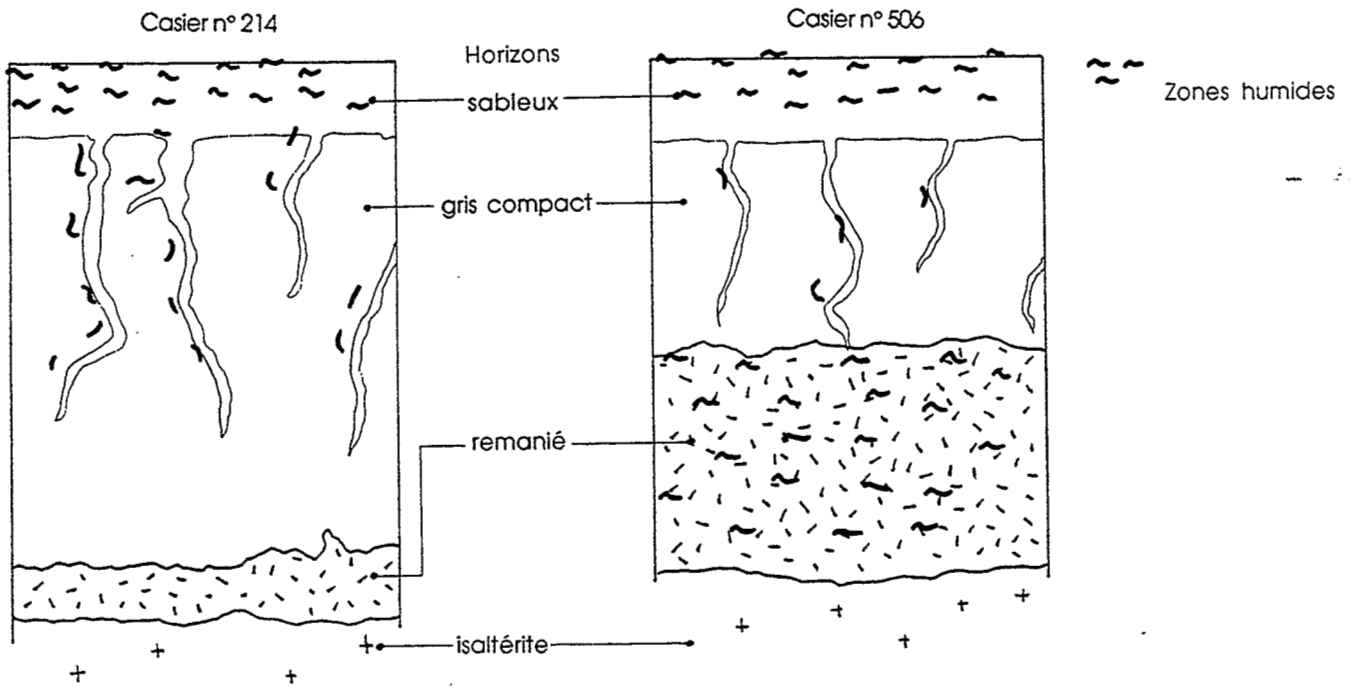


Figure n° 110: Distribution de l'eau dans les profils après une irrigation de 30 mm.

3°) distribution de l'eau dans les profils:

La distribution de l'eau dans le sol a été observée en saison sèche après une submersion de la parcelle avec une hauteur d'eau de 3 cm environ. Après ressuyage du sol, une série de tranchées a été ouverte. La distribution de l'eau dans le profil auparavant sec s'estime facilement à partir de l'observation sur le profil.

Deux cas de figure se présentent (figure n° 110): lorsque l'horizon structuré apparaît sur une faible épaisseur, l'eau reste localisée dans les horizons de surface et dans les squelettanes. C'est le cas au coeur de la parcelle où les squelettanes sont assez bien développés, mais où l'horizon remanié est mince. En revanche, lorsque les remaniements remontent dans le profil, l'eau se répartit dans l'horizon sableux de surface et dans l'horizon remanié par la macrofaune.

L'observation des squelettanes permet de situer rapidement les voies de circulation préférentielles qui court-circuitent l'horizon compact. Les squelettanes sont secs à l'exception des lignes de jonction entre trois prismes (figure n° 111); la circulation de l'eau se localise à ces endroits.

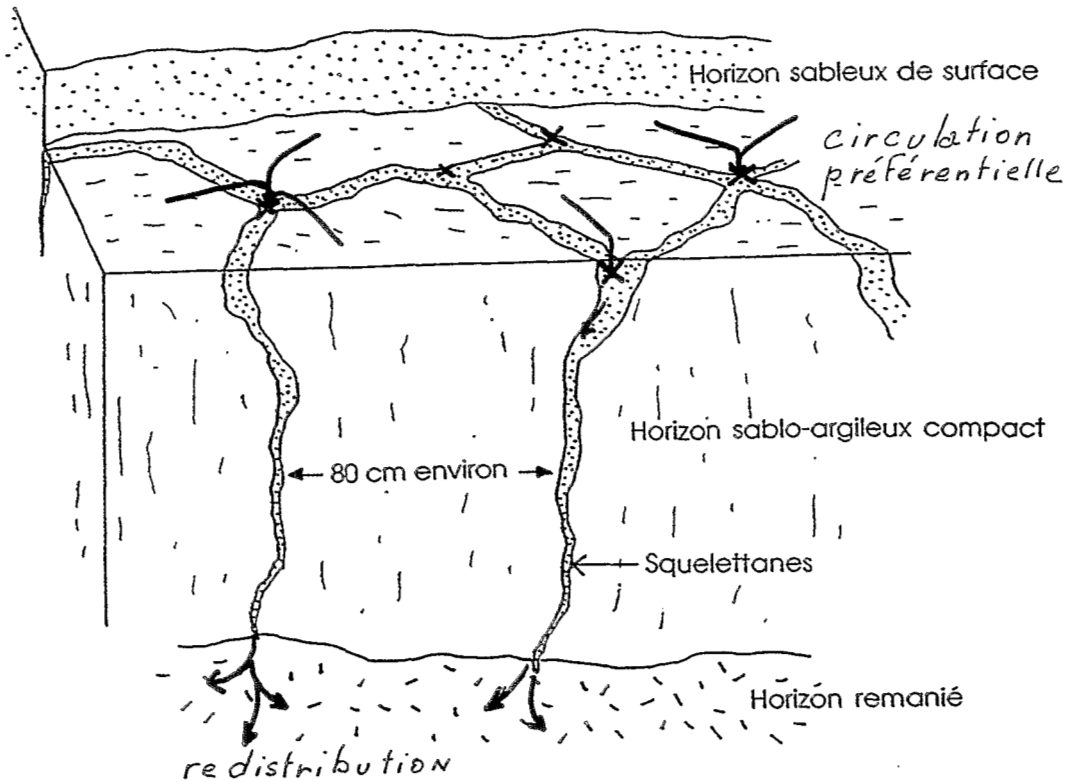


Figure n° 111: Rôles des squelettanes dans la circulation de l'eau.

Cette petite expérience est censée reproduire la distribution de l'eau dans le sol lors d'une pluie d'hivernage (30 mm) en supposant nuls les ruissellements. Ce cas de figure est tout à fait vraisemblable dans le cadre de notre parcelle où les diguettes ont été maintenues entre les casiers. Les observations font ressortir que les squelettanes et les remaniements par la macrofaune jouent un rôle primordial dans la distribution de l'eau.

Remarque: Les squelettanes ont été recoupés par le labour qui a provoqué le mélange de l'horizon sableux de surface avec un matériel sablo-argileux plus profond. On observe qu'un an d'irrigation suffit pour donner naissance à de nouveaux squelettanes en continuité avec les squelettanes profonds plus anciens. Ces zones de départ des éléments fins, de formation très rapide sont probablement responsables de l'augmentation de la conductivité hydraulique à saturation en surface. Du point de vue de l'infiltration de l'eau dans le profil, le labour apparaît comme une mauvaise opération car il provoque la remontée en surface d'un matériel plus argileux et très instable qui colmate la porosité en présence d'eau.

Les nouvelles caractéristiques morphologiques du milieu jouent un grand rôle dans la redistribution de l'eau; on peut s'attendre à des perturbations dans la répartition des traits géochimiques.

C Les modifications géochimiques:

Les conditions géochimiques ont pu être modifiées par lessivage de la parcelle, par évaporation de l'eau d'irrigation au sein des profils et concentration du milieu, sous l'influence des amendements chimiques... Dans un premier temps, la distribution des éléments chimiques en fonction de l'organisation du terrain a été étudiée, ainsi que les mécanismes qui contrôlent les solutions du sol. L'évolution de la géochimie durant la culture a ensuite été évaluée.

1°) Distribution des éléments chimiques:

Les bilans ioniques sont établis sur les extraits à saturation analysés par chromatographie ionique. Na, Ca, Mg, K, NH_4 , Cl, F, SO_4 , PO_4 , NO_3 , NO_2 , Formates, Acétates, Oxalates ont été décelés et quantifiés. La silice a été déterminée par colorimétrie et l'alcalinité évaluée à partir de l'équation de neutralité électrique, faute de quantité de solution suffisante pour une titration. La répartition des éléments chimiques le long des profils peut être comparée à celle observée sur la tranchée T3, référence de l'état initial. La tranchée n° 414 sera considérée comme caractéristique des sols alcalins après culture tandis que la tranchée n° 514 permet d'étudier la transition SBS-SA (figure n° 112).

Figure n° 112: Répartition des éléments chimiques sur les casiers 414 et 514.

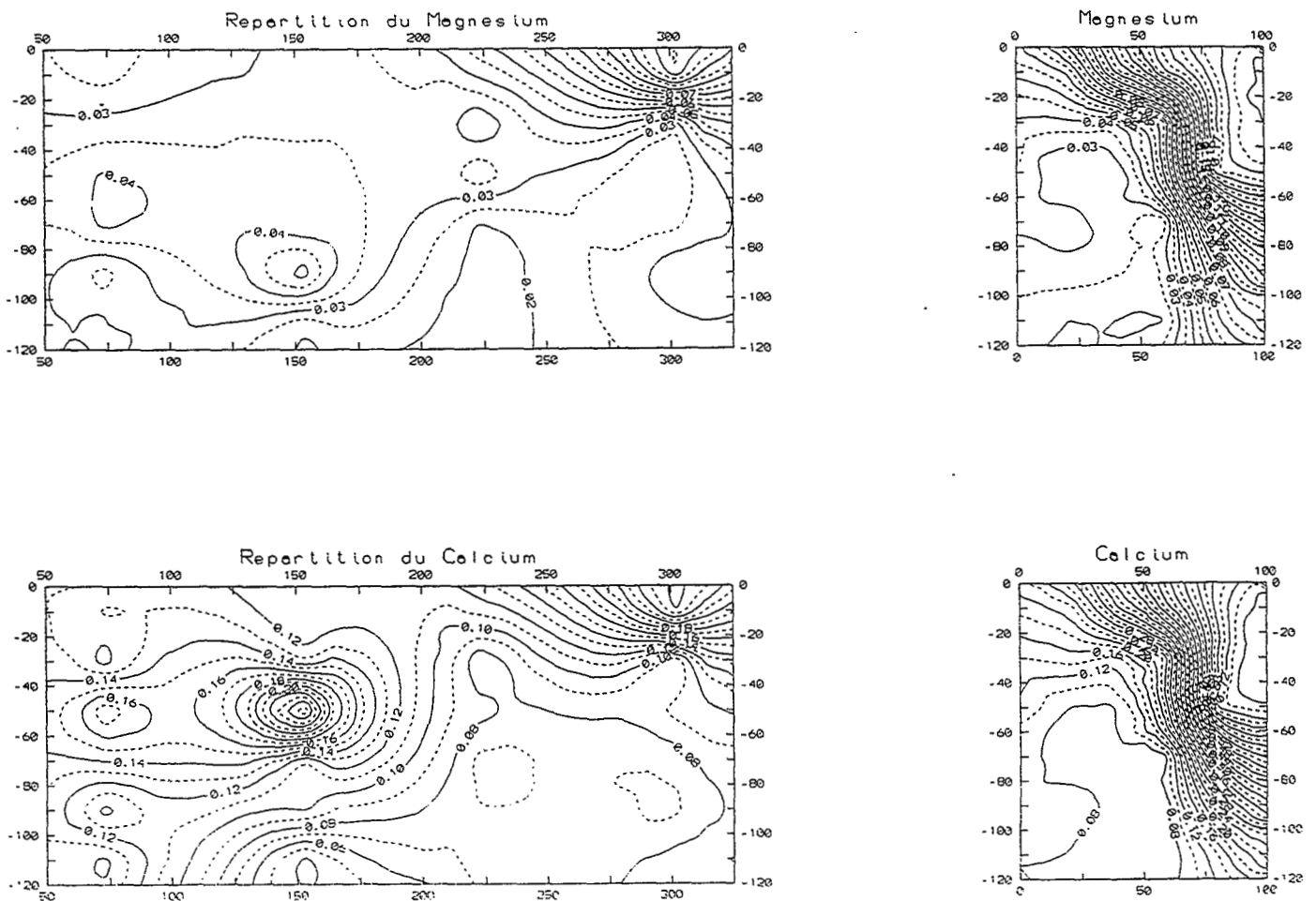


Figure n° 112: Répartition des éléments chimiques sur les casiers 414 et 514 (suite).

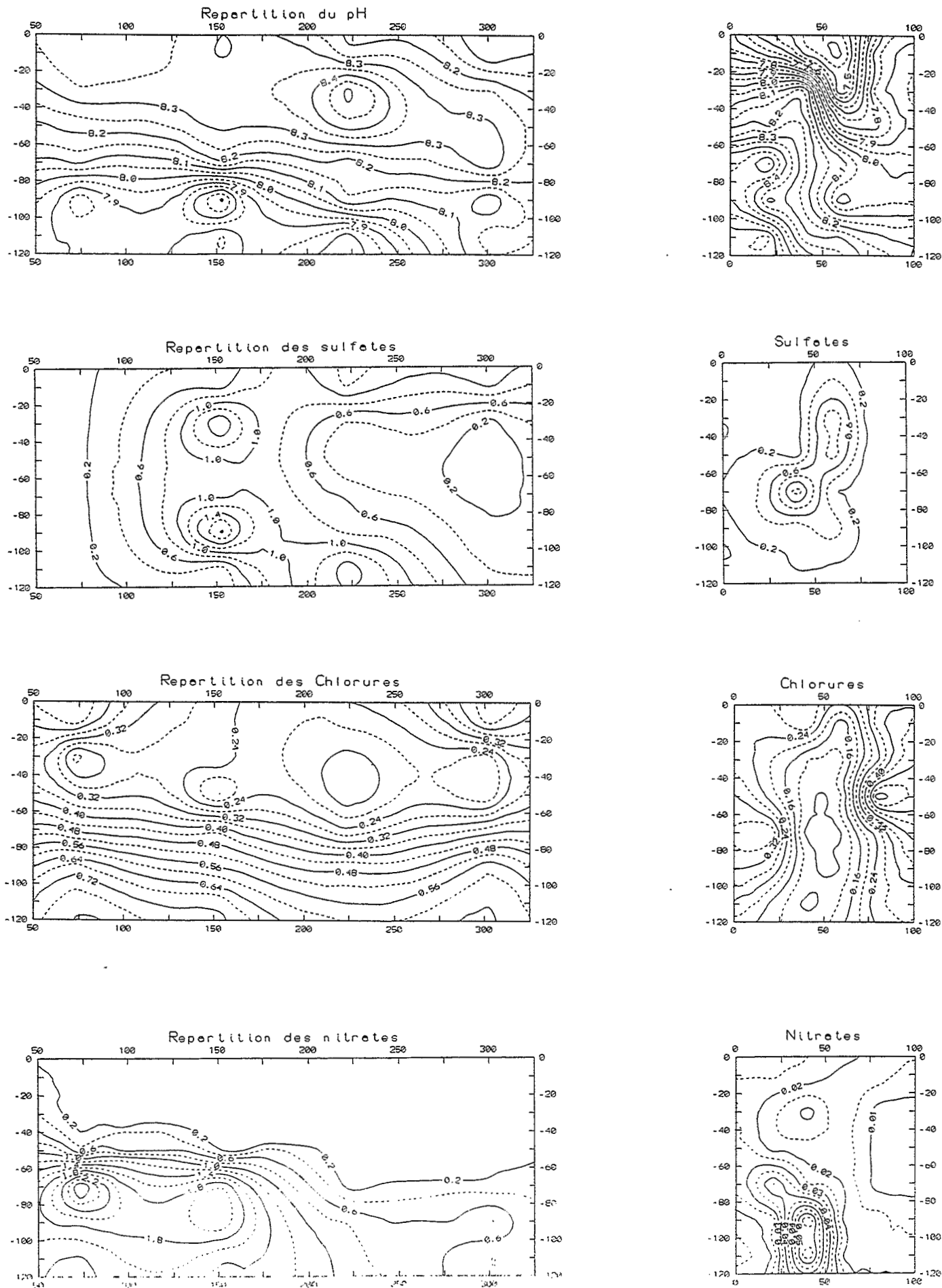
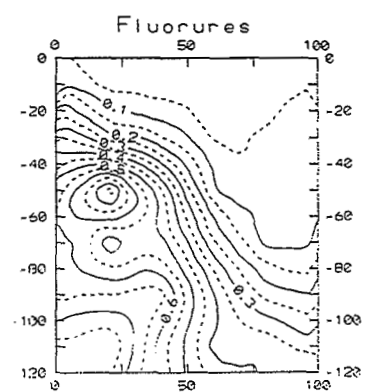
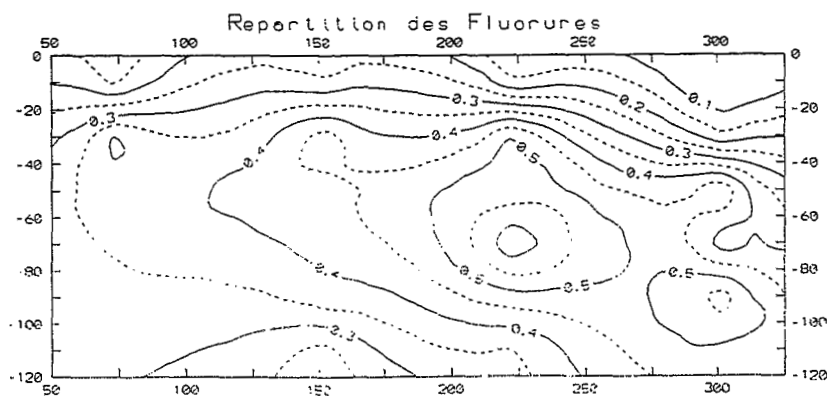
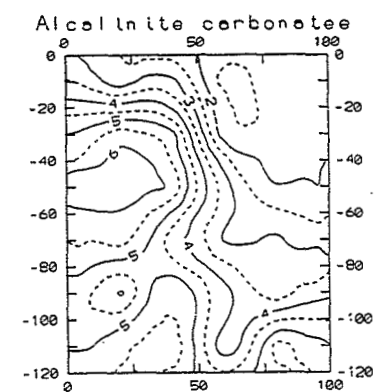
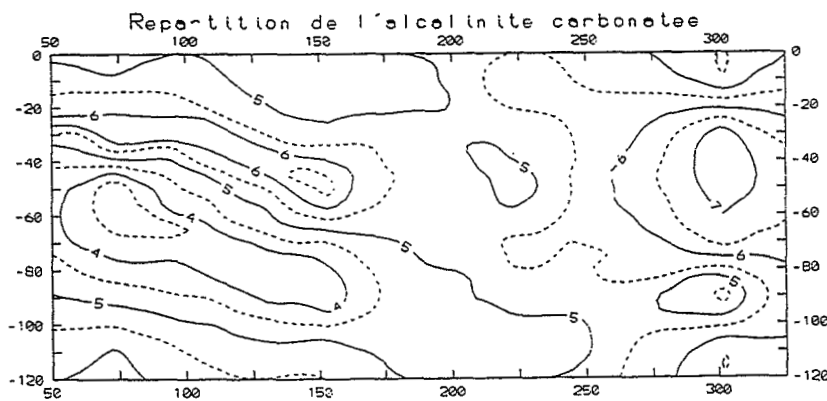
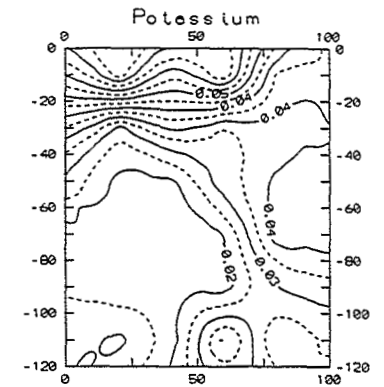
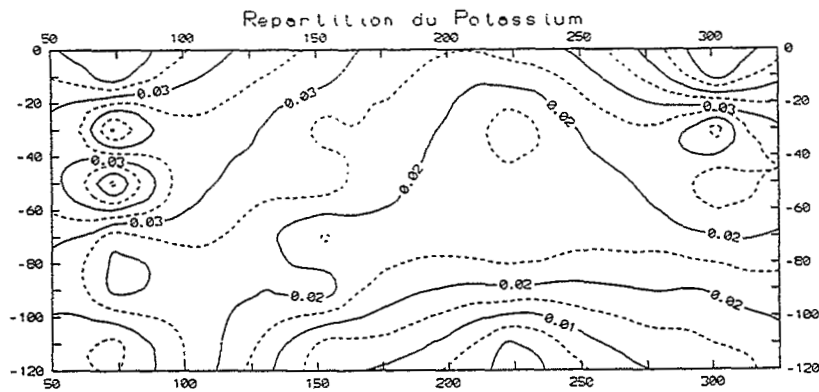
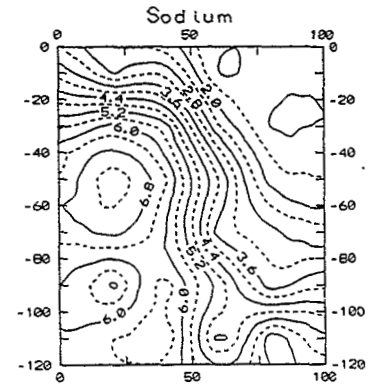
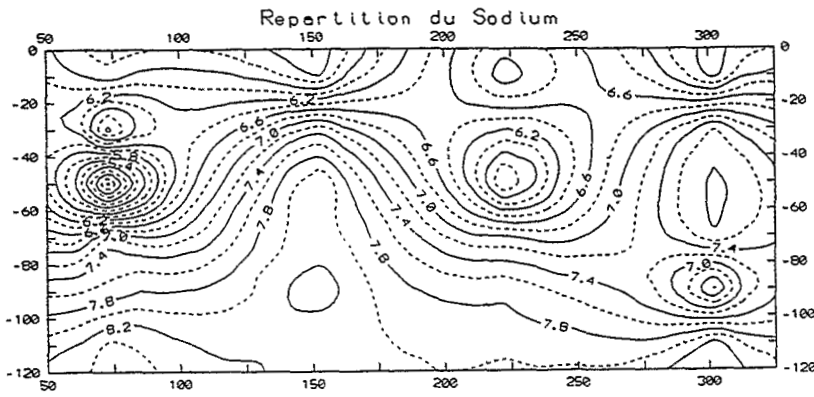


Figure n° 112: Répartition des éléments chimiques sur les casiers 414 et 514 (suite).



a - Les points similaires à la répartition initiale:

Les teneurs en calcium, magnésium et potassium augmentent considérablement au passage SA-SBS; parallèlement, les teneurs en sodium et fluorures ainsi que l'alcalinité diminuent. La répartition du sodium est globalement identique à ce qu'elle était sur T3. Calcium, magnésium et potassium présentent un gradient de concentration vers le haut des profils en milieu alcalin.

b - Les modifications observées:

☞ La répartition

Les différences les plus remarquables concernent un double gradient dans la répartition des fluorures, de l'alcalinité carbonatée et du pH. On observe en effet une diminution des valeurs en profondeur (correspondant grosso-modo au niveau remanié) et vers la surface. Les teneurs les plus fortes se situent à mi-profil, dans l'horizon compact gris, vers 50-60 cm de profondeur.

Les phosphates sont en quantité trop faibles pour être décelés sur extrait de pâte saturée. Chlorures et nitrates ont été apportés par la fertilisation (sous la forme de KCl pour les chlorures et d'urée pour la forme azotée). En milieu alcalin, ces éléments se retrouvent en quantité importante en profondeur, au niveau de l'horizon remanié. Les quantités de nitrates sont en revanche beaucoup plus faibles autour de la limite SBS-SA. A ce niveau, les teneurs chlorures semblent contourner le volume gris compact isolé au coeur du profil n°514. On notera également que les teneurs en potassium ne traduisent pas l'apport en KCl durant la culture. L'essentiel des apports en potassium a été consommé.

Les sulfates présentent une répartition qui ne semble pas en relation avec l'organisation.

☞ Les quantités

Les quantités des éléments apparaissent également modifiées. Outre les éléments apportés en grande quantité par les amendements chimiques, les teneurs sont généralement plus faibles. Ceci sera étudié plus en détail par la suite.

2°) Les contrôles des ions en solution:

Dans le milieu initial, avant culture, nous avons vu que les concentrations en solution sont contrôlées par la précipitation de calcite, de fluorine et de silicates magnésiens. Les analyses replacées dans les diagrammes des figures n° 113 à 116 traduisent, pour le milieu après culture, une sous-saturation par rapport à chacun des minéraux. Le milieu est donc nettement moins concentré que le milieu initial.

Le diagramme de concentration nous montre que, par rapport au milieu initial, l'évolution des concentrations diffère pour les forts facteurs de concentration. A partir de $\log(FC) = 0,7$, on observe une remontée des teneurs en calcium qui s'accompagne d'une stabilisation de l'alcalinité. Ce phénomène peut être attribué à un contrôle des solutions par la calcite malgré la légère sous-saturation observée. En effet, lors du lessivage de la parcelle, les quantités d'alcalinité éliminées sont plus fortes que les quantités de calcium du fait de la proportion en solution. La dilution des solutions du sol provoque progressivement une sous-saturation par rapport à la calcite. Ce minéral se dissout et les solutions se maintiennent à l'équilibre. La dissolution fournit autant de carbonates que de calcium et marque davantage les teneurs en calcium qui augmentent du fait des faibles proportions initiales. Le lessivage progresse jusqu'à un stade de sous-saturation à l'état de pâte saturée.

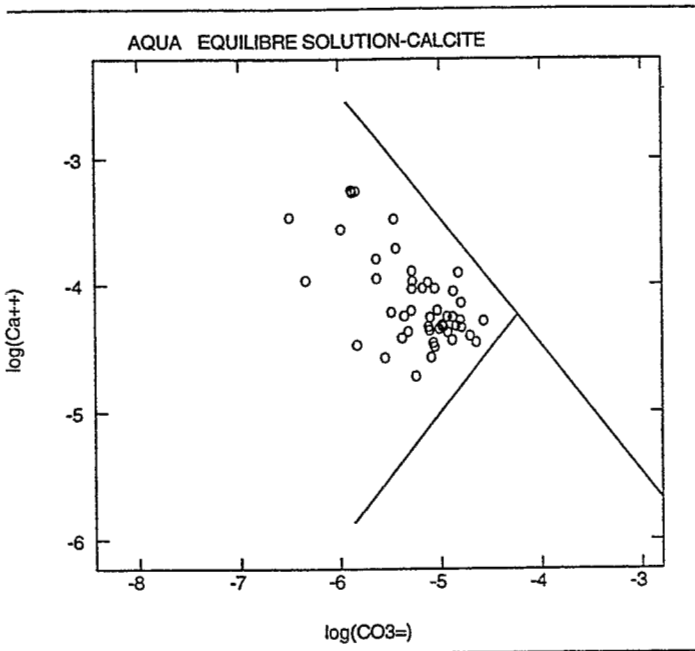


Figure n° 113: Diagramme de saturation par rapport à la calcite

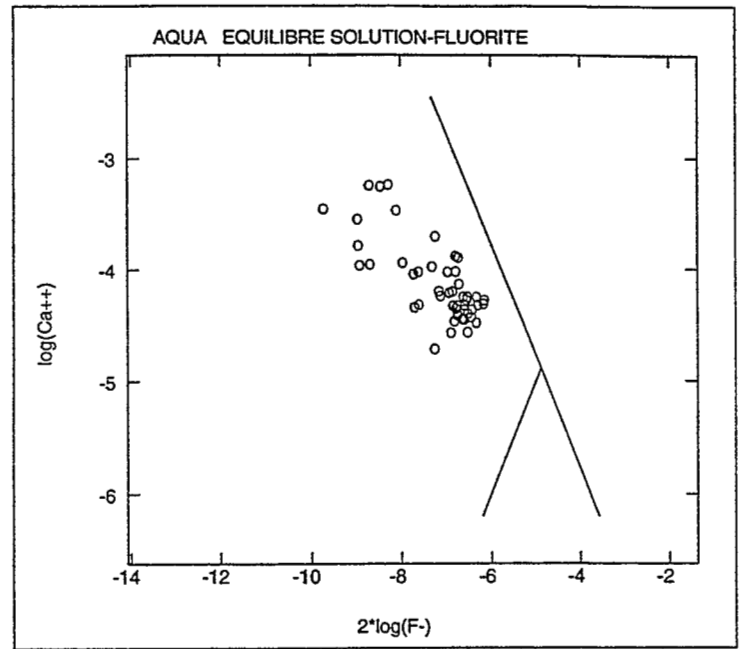


Figure n° 114: Diagramme de saturation par rapport à la fluorine

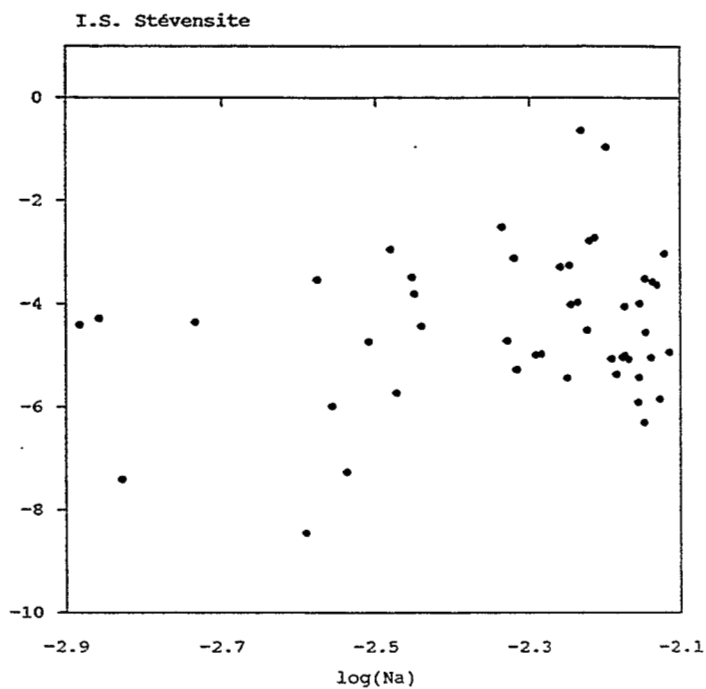


Figure n° 115: Diagramme de résidu-stévensite

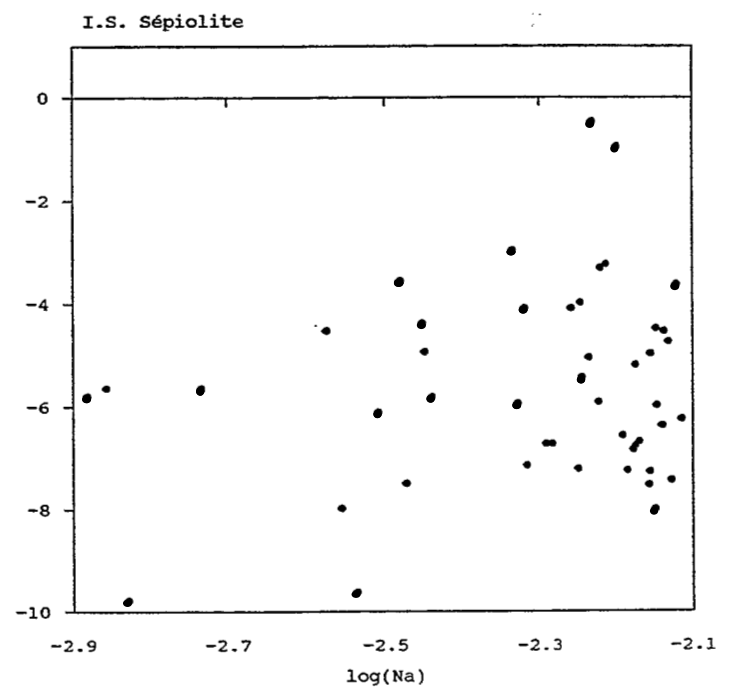


Figure n° 116: Diagramme de résidu-sépiolite

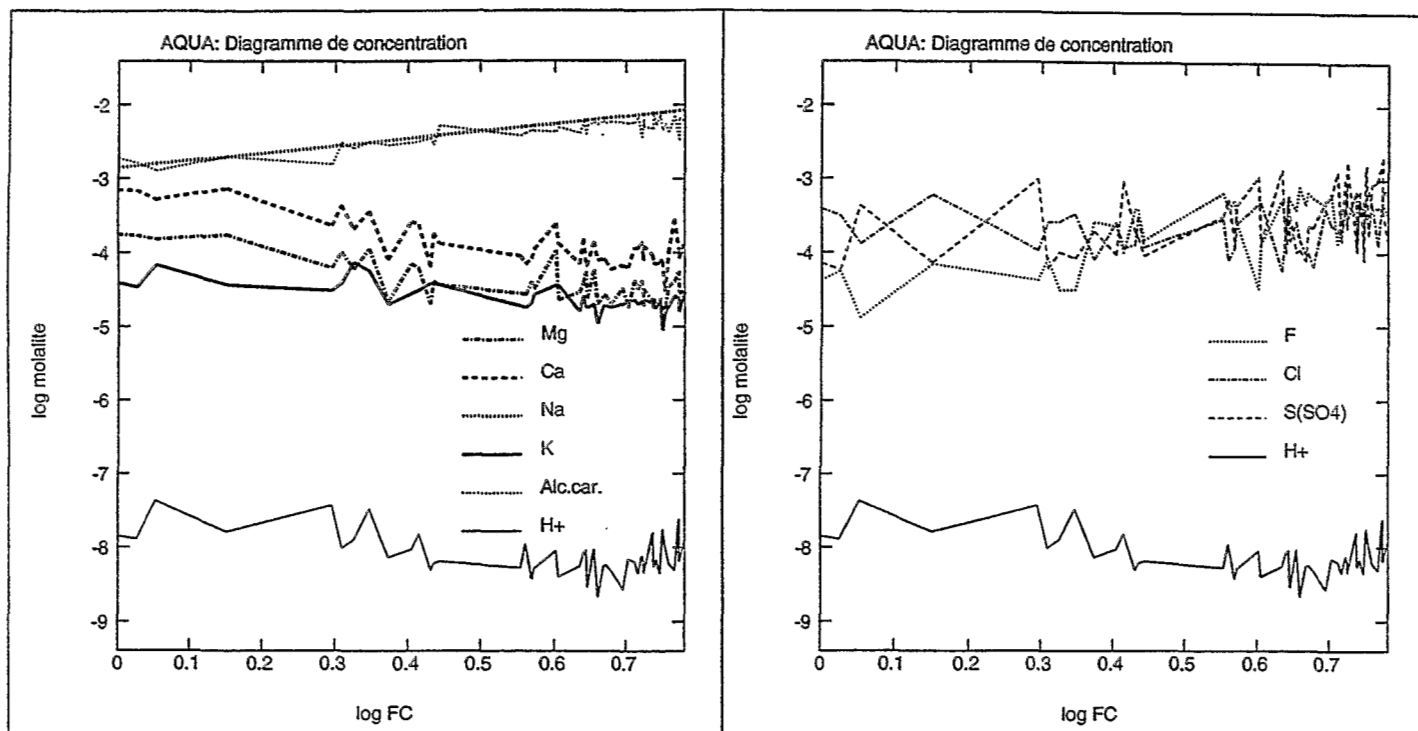


Figure n° 117: Diagramme de concentration des solutions sur les profils 414 et 514.

En conclusion, on observe:

- un changement d'évolution par rapport au milieu initial pour les forts facteurs de concentration. Ce changement se traduit par une stabilisation de l'alcalinité carbonatée et une légère remontée des teneurs en calcium. Il s'accompagne d'une diminution du pH.

- Une sous-saturation par rapport à la fluorine, à la calcite et aux silicates magnésiens telles que la stévensite et la sépiolite. Les solutions sont moins concentrées qu'avant la culture.

3°) Evolution de l'alcalinisation des sols sous l'effet de la culture:

a - Indicateur de l'état d'alcalinisation des sols:

☞ Nécessité d'un traceur conservatif:

Le pH est un bon indicateur de l'état d'alcalinisation des sols. Cette grandeur a été utilisée pour délimiter les zones alcalines sur la parcelle E2. Cependant, le pH n'est pas une variable extensive conservative; il est contrôlé en solution par de nombreux mécanismes et en premier lieu par le produit ionique de l'eau et toutes les réactions acido-basiques. Il n'est pas possible d'effectuer les opérations courantes telles que \times , $/$, $+$, $-$ (qui permettent d'aboutir par exemple aux lois de mélanges) sur des valeurs de pH.

Le sodium a été considéré comme traceur conservatif dans la première partie de ce travail et utilisé comme tel. Cet élément peut nous servir à caractériser l'état d'alcalinisation des sols après culture en référence au milieu initial.

Recherche d'autres indicateurs:

BOURRIE et LELONG (1990) ont utilisé l'alcalinité comme un paramètre algébrique conservatif. Le concept d'alcalinité résiduelle permet d'introduire une grandeur conservative dans le cadre de solutions affectées par la précipitation ou la dissolution de minéraux.

Dans un article récent, (RIBOLZI *et al.*, 1993) nous avons vérifié que l'ARC (Alcalinité Résiduelle Calcite) peut être utilisée comme traceur conservatif sur un terrain où l'on atteint la saturation par rapport à la calcite.

Si l'on concentre une solution (i) sous-saturée par rapport à la calcite, tant que l'équilibre (e) avec le minéral n'est pas atteint, le calcium et l'alcalinité carbonatée se comportent comme des traceurs de l'état de concentration de la solution:

$$\begin{aligned} [\text{Alc}_c]_e &= \text{FC}_1 [\text{Alc}_c]_i \\ [\text{Ca}^{++}]_e &= \text{FC}_1 [\text{Ca}^{++}]_i \end{aligned}$$

la différence entre ces deux équations permet d'obtenir:

$$[\text{ARC}]_e = \text{FC}_1 [\text{ARC}]_i \quad (1)$$

avec FC facteur de proportionnalité (ici facteur de concentration des solutions).

Si l'on poursuit la concentration au delà de la précipitation de calcite (f), on soustrait à la solution une quantité "e" d'alcalinité carbonatée et de calcium:

$$\begin{aligned} [\text{Alc}_c]_f &= \text{FC}_2 ([\text{Alc}_c]_e - e) \\ [\text{Ca}^{++}]_f &= \text{FC}_2 ([\text{Ca}^{++}]_e - e) \end{aligned}$$

La différence donne

$$[\text{ARC}]_f = \text{FC}_2 [\text{ARC}]_e \quad (2)$$

et la combinaison de (1) et (2) donne:

$$[\text{ARC}]_f = \text{FC}_1 \cdot \text{FC}_2 [\text{ARC}]_i$$

Ainsi, l'ARC obtenue par différence de deux grandeurs non conservatives reste conservative après précipitation de la calcite. Dans le milieu initial, la saturation par rapport à la calcite est atteinte et s'accompagne dans certains cas de la précipitation de fluorine. Les solutions de sol étudiées se répartissent du domaine de sous-saturation par rapport à la calcite jusqu'à la saturation calcite + fluorine. Tant que la saturation par rapport à la fluorine n'est pas atteinte, l'ARC se comporte comme un traceur conservatif. Au delà de cette limite, des ions calcium sont puisés pour l'élaboration de la fluorine. Le caractère conservatif de l'ARC est perturbé. En revanche l'ARC+F (Alcalinité résiduelle calcite + fluorine) se comporte comme un traceur conservatif. En effet si l'on précipite une quantité "e" de calcite et une quantité "t" de fluorine:

$$[\text{Alc}_c]_f = \text{FC}_2 ([\text{Alc}_c]_e - e) \quad (3)$$

$$[\text{Ca}^{++}]_f = \text{FC}_2 (2[\text{Ca}^{++}]_e - e - t) \quad (4)$$

$$[\text{F}^-]_f = \text{FC}_2 ([\text{F}^-]_e - 2t) \quad (5)$$

d'où par combinaison (3)-(4)+(5):

$$[\text{ARC}+\text{F}]_f = \text{FC}_2 [\text{ARC}+\text{F}]_e$$

L'alcalinité résiduelle calcite + fluorine est un second indicateur pour évaluer l'état d'alcalinisation des sols. Il reste conservatif par concentration et dilution, par précipitation ou dissolution de calcite et de fluorine. En ce qui concerne les silicates magnésiens, les réactions de précipitation ou de dissolution mettent en jeu des ions H^+ ou OH^- . Elles interviennent donc sur l'alcalinité, mais pas sur le calcium, ni sur les ions fluorures. Nous considérerons que le magnésium est contrôlé à un niveau suffisamment bas pour ne pas perturber significativement le caractère conservatif de L'ARC+F. Cette grandeur peut cependant subir des perturbations sous l'effet de phénomènes annexes, autres que les simples précipitation/dissolution (phénomènes d'échanges avec le complexe adsorbant du sol, consommation ou production d'alcalinité par les végétaux (VALLES *et al.*, 1993)).

L'utilisation conjointe de ces deux traceurs a permis une étude détaillée des phénomènes intervenus sur la parcelle durant la culture.

b - Evolution de la géochimie sur la parcelle.

☞ Caractéristiques du milieu initial:

Munis des analyses chimiques de la fosse T₃ et de la nature des sols associés, il est possible de calibrer les indicateurs (figure n° 118). Les analyses se répartissent sur une droite et la gamme de chaque indicateur peut être décomposée en trois segments:

Segment - 1: unité de sol SBS.

$$Na_{meq/l} = [0,7 ; 2,6] \text{ et } (ARC+F)_{meq/l} = [0,85 ; 2,6].$$

Segment - 2: Sols de transition.

$$Na_{meq/l} = [2,6 ; 8] \text{ et } (ARC+F)_{meq/l} = [2,6 ; 8].$$

Segment - 3: unité de sol SA.

$$Na_{meq/l} = [8 ; 16,8] \text{ et } (ARC+F)_{meq/l} = [8 ; 16,7].$$

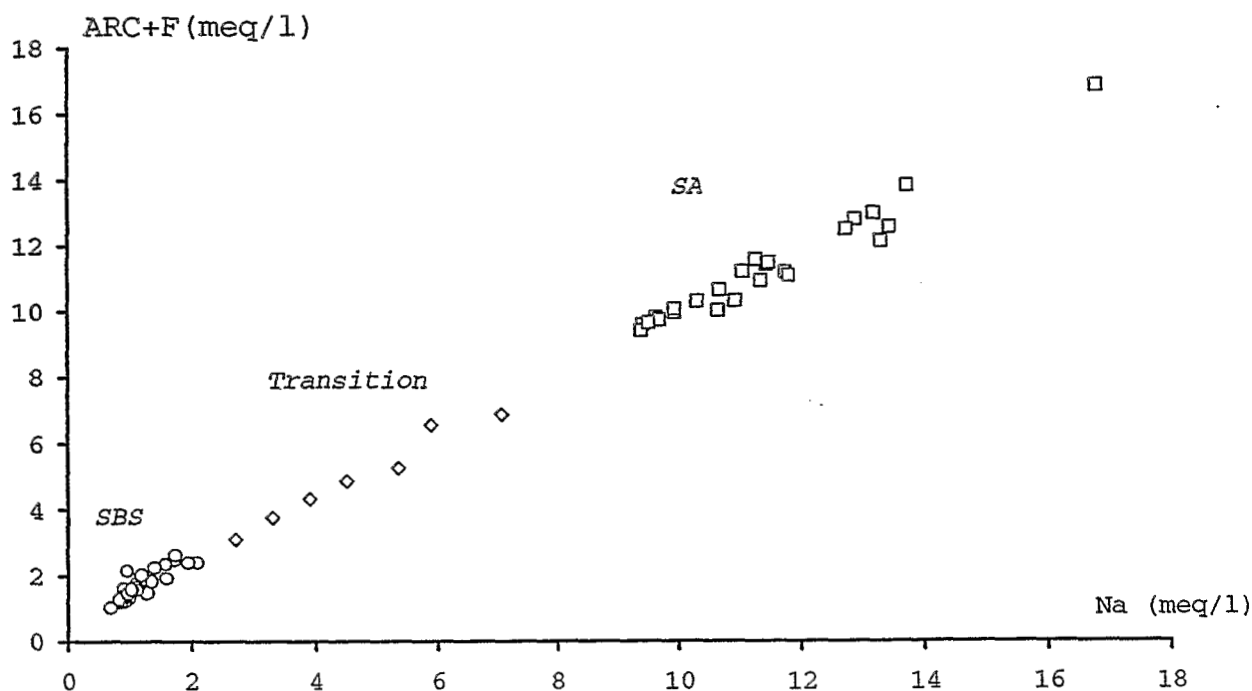


Figure n° 118: Relation initiale entre ARC+F et Na (Exemple du casier T₃).

L'allure linéaire de la relation liant l'ARC+F et le sodium est la preuve que l'origine de ces deux grandeurs est la même (altération du socle + ruissèlements) et que l'alcalinité carbonatée, le calcium et les fluorures ne sont pas affectés significativement par d'autres phénomènes que la précipitation de calcite et de fluorine.

Les analyses réalisées dans les mêmes conditions après un an de culture peuvent être examinées suivant les mêmes critères.

☞ Caractéristiques des sols après 1 an de culture:

☛ Le casier n°514:

Cette tranchée présente une transition entre sols bruns subarides et sols alcalins sur un mètre (figure n° 119). L'horizon remanié est présent mais les remaniements sont de moindre importance que dans le cas du casier n° 414 que nous étudierons par la suite.

La figure n° 119 montre que la relation qui existe entre $\text{Na}_{\text{meq/l}}$ et $(\text{ARC}+\text{F})_{\text{meq/l}}$ est toujours de type linéaire mais les gammes de répartition des deux indicateurs choisis sont différentes; la borne supérieure a diminué. Les solutions du sol se répartissent dans les gammes:

$$\text{Na}_{\text{meq/l}} = [1,1 ; 7,4] \text{ et } (\text{ARC}+\text{F})_{\text{meq/l}} = [0,75 ; 7]$$

Les valeurs de Na et de ARC+F ont diminué, et dans les mêmes proportions puisque la relation qui existe entre ces deux indicateurs est toujours linéaire; les points demeurent sur une droite. Par comparaison avec les données de la fosse T₃, on peut estimer la diminution de l'alcalinisation pour les sols les plus alcalins de:

$$100 - \frac{[\text{Na}]_f \cdot 100}{[\text{Na}]_i} = 100 - \frac{7,4 \cdot 100}{16,8} = 56\%$$

ou en utilisant l'ARC + F:

$$100 - \frac{[\text{ARC} + \text{F}]_f \cdot 100}{[\text{ARC} + \text{F}]_i} = 100 - \frac{7 \cdot 100}{16,7} = 58\%$$

Cette estimation rapide a pour base l'indice 100 pour le sol initialement le plus alcalin et l'indice 0 pour les conditions (Na)= 0 ou ARC+F = 0.

☛ Le casier n°414:

Les sols de cette tranchée sont tous alcalins au départ, d'un degré d'alcalinisation sensiblement constante sur toute la zone si l'on se base sur quelques relevés de pH. On suppose donc que les solutions du sol initiales se situent dans les fourchettes:

$$\text{Na}_{\text{meq/l}} = [8 ; 16,8] \text{ et } (\text{ARC} + \text{F})_{\text{meq/l}} = [8; 16,7]$$

Après culture, on constate que les fourchettes de valeurs ne correspondent plus; les solutions du sol sont plus diluées. Les nouvelles fourchettes sont :

$$\text{Na}_{\text{meq/l}} = [3,8 ; 8,5] \text{ et } (\text{ARC} + \text{F})_{\text{meq/l}} = [3,1 ; 7,6].$$

Le nuage de points se disperse; la relation entre les deux indicateurs n'est plus linéaire. En séparant le nuage de points en deux sous nuages composés de:

Sous-nuage 1: analyses issues de l'horizon remanié,

Sous-nuage 2: analyses issues des autres horizons,

on constate que le sous-nuage 2 reste positionné sur la droite liant initialement les deux indicateurs alors que le sous-nuage 1 s'en écarte. L'évolution géochimique sur cette tranchée est liée à l'organisation du sol et notamment à la présence de l'horizon remanié.

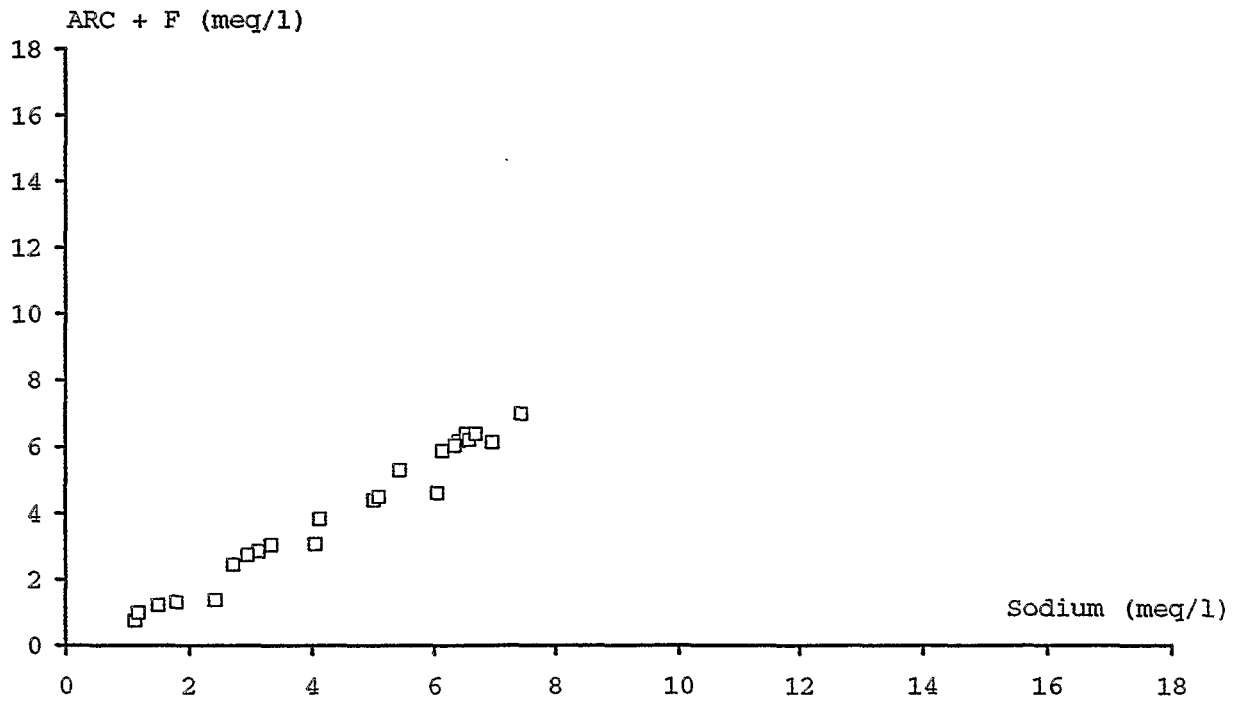


Figure n° 119: Relation entre ARC+F et Na sur le casier n° 514.

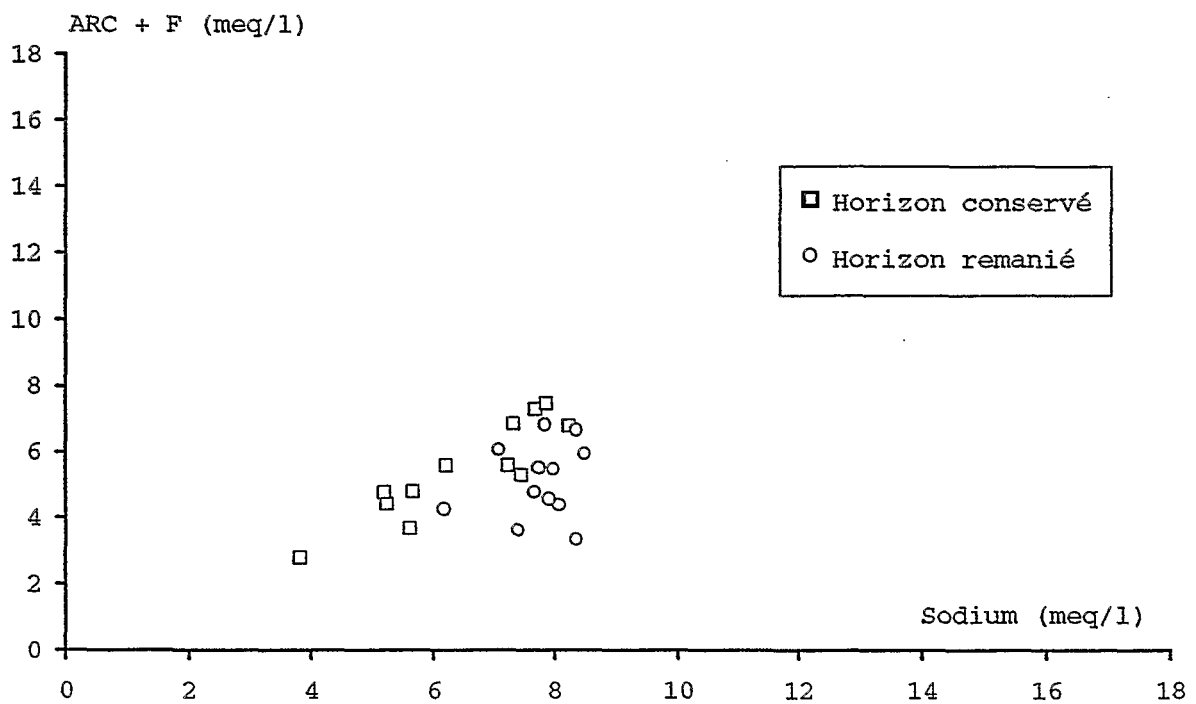


Figure n° 120: Relation entre ARC+F et Na sur le casier n° 414.

De la même manière que précédemment, on peut estimer la diminution de l'alcalinisation pour les sols initialement les plus alcalins:

$$100 - \frac{[Na]_f * 100}{[Na]_i} = 100 - \frac{8,5 * 100}{16,8} = 49\%$$

ou en utilisant l'ARC + F:

$$100 - \frac{[ARC + F]_f * 100}{[ARC + F]_i} = 100 - \frac{7,6 * 100}{16,7} = 54,5\%$$

Cela donne pour les solutions les moins alcalines au départ, en utilisant la borne inférieure:

$$100 - \frac{[Na]_f * 100}{[Na]_i} = 100 - \frac{3,8 * 100}{8} = 52,5\%$$

ou en utilisant l'ARC + F:

$$100 - \frac{[ARC + F]_f * 100}{[ARC + F]_i} = 100 - \frac{3,1 * 100}{8} = 61,25\%$$

c - discussion:

Les diminutions proportionnelles de l'ARC + F et du sodium dans le cas du casier n°414 et des horizons non remaniés du casier n°514 traduisent une diminution de la minéralisation des solutions du sol par simple lessivage. En revanche, dans les horizons remaniés par activité biologique, on observe une diminution supplémentaire d'ARC + F par rapport au sodium.

La diminution supplémentaire d'ARC + F dans l'horizon remanié peut traduire une diminution de l'Alc_C, une diminution de la teneur en fluorures et/ou une augmentation des teneurs en calcium.

La répartition des éléments en fonction des volumes pédologiques nous montre que la diminution d'ARC + F est attribuable à la diminution de l'alcalinité et dans une moindre mesure à une remontée très locale des teneurs en calcium.

La relation linéaire entre l'ARC+F et le sodium sur le casier n°514 apparaît légèrement décalée par rapport à la relation donnée par les analyses de la tranchée T3. Il semble que l'eau d'irrigation tende à marquer la chimie des sols et à imposer une relation légèrement décalée par rapport à la relation initiale dans le sol.

Les résultats obtenus permettent de quantifier la part de diminution de l'alcalinisation du sol due au lessivage et aux phénomènes autres dans les horizons remaniés par la macrofaune. Ces observations peuvent être généralisées à l'échelle de la parcelle.

D Conclusion:

Après culture, l'état du milieu se distingue de l'état initial par une série de modifications sur le plan physique, hydrique et géochimique.

□ Du point de vue morphologique, après culture (plante, mode de culture, irrigation...) le sol présente une structuration autour des squelettanes mais surtout des remaniements importants autour de la frange d'altération de la roche mère. Les structures observées présentent les traits caractéristiques d'une réorganisation du matériau par des vers de terre.

□ L'horizon structuré présente de meilleures propriétés agronomiques: structuration fine, stabilité structurale accrue et macro-porosité presque doublée.

□ La conductivité hydraulique mesurée en surface n'est plus nulle. Le développement de squelettanes dans l'horizon labouré, en continuité avec les squelettanes profonds, permet à l'eau de coloniser le profil.

□ La formation des squelettanes est très rapide puisqu'un an de submersion a permis la réorganisation de ces structures qui avaient été recoupées par le labour.

□ L'eau ne se distribue pas uniformément sur les profils. Lorsque l'horizon remanié est suffisamment épais pour faire la jonction avec les squelettanes verticaux, les propriétés hydriques des profils sont considérablement modifiées. Les nouvelles caractéristiques du milieu jouent un grand rôle dans la redistribution de l'eau.

□ Sur les bordures de la zone alcaline, les modifications structurales sont peu perceptibles et les solutions du sol n'ont évolué que sous l'effet d'un lessivage par les eaux d'irrigation.

□ Plus au coeur de la zone alcaline, la diminution de l'alcalinisation se fait par simple lessivage au niveau des horizons non remaniés par activité faunique et par lessivage + consommation d'alcalinité au sein des horizons remaniés.

□ Du point de vue de l'évolution de l'alcalinisation des sols en 1 an de culture, les estimations menées à partir des fourchettes de valeurs donnent des résultats voisins, quel que soit l'indicateur de l'alcalinisation utilisé. Les sols les plus alcalins ont vu leur degré d'alcalinisation chuter de 50 à 60%. Sur le plan strictement géochimique, les sols se répartissent après culture dans des fourchettes qui ne correspondent pas aux sols alcalins mais aux sols bruns subarides et aux sols de transition.

□ Les deux indicateurs utilisés pour évaluer l'état d'alcalinisation du sol après culture permettent d'identifier deux phénomènes responsables des modifications géochimiques: lessivage et consommation d'alcalinité. Ces deux phénomènes peuvent être reliés à des paramètres morphologiques. Une méthode sera proposée en fin d'ouvrage pour quantifier la part de chaque phénomène dans la diminution de l'alcalinisation.

En terme de bilan, il semble que la macrofaune du sol joue un rôle fondamental dans l'évolution des sols alcalins sous ce type de culture, d'un point de vue physique, hydrique et géochimique. Il est nécessaire de comprendre le fonctionnement du milieu, avant toute généralisation des résultats. Un modèle de fonctionnement du milieu sous l'action de l'homme sera proposé en 4^{ème} partie de l'ouvrage.

QUATRIEME PARTIE

LES FLUX "ALCALINISANTS" DANS LES PAYSAGES NIGERIENS

Les renseignements acquis sur notre site d'étude concernant la répartition de la couverture pédologique, la dynamique des sols de bas-fond, l'évolution des sols sous culture, mais aussi la qualité des ruissellements et de l'eau d'irrigation, permettent une généralisation de la dynamique des "agents alcalinisants" de ces paysages sahéliens.

☞ L'origine de l'alcalinité:

Nous avons constaté, lors de l'étude de la toposéquence de glacis, que l'augmentation conséquente du pH est un phénomène généralisé sur le bassin versant au niveau de la frange d'altération de la roche mère. Ce fait a déjà été signalé GAVAUD (communication personnelle). Il semble donc que la roche intervienne comme source des phénomènes et des problèmes rencontrés. Nous allons tenter d'éclaircir ce point.

☞ Redistribution dans le paysage:

Sur le bas-fond, nous avons collecté suffisamment de renseignements pour proposer un modèle de redistribution de l'alcalinisation, de formation et de fonctionnement des sols. Cela fera l'objet d'un second point.

☞ Fonctionnement du milieu anthropisé:

Enfin, nous avons tenté de comprendre le fonctionnement du milieu sous l'influence de l'homme qui intervient en introduisant culture et irrigation. Le dernier point fera donc l'objet d'une réflexion sur le fonctionnement et l'évolution des sols sous action anthropique. Une méthode sera proposée pour la gestion et le suivi des problèmes d'alcalinisation en zone aride.

I CONTRIBUTION DE LA ROCHE MERE AU PROBLEME D'ALCALINISATION DES PROFILS:

Les phénomènes d'altération des roches cristallines en zone aride n'ont été que mentionnés pour mémoire dans notre étude. Nous allons présenter le devenir des éléments libérés par l'altération des roches cristallines, sous des conditions climatiques arides ou semi-arides.

A. Déroulement du travail:

La simulation d'altération de la roche mère a été menée à l'aide du Modèle "Aqua" (VALLES et DE COCKBORNE, 1992) qui fonctionne par étapes successives. Les précipitations ou dissolutions lors de l'étape "i+1" sont proportionnelles à l'indice de saturation à l'étape "i"; chaque étape est normée sur l'énergie de la réaction. Ces caractéristiques permettent de travailler en terme de cinétique. De surcroît, les aspects de précipitation et de dissolution des minéraux sont séparés ce qui permet de travailler en simulant des cinétiques de précipitation et de dissolution différentes.

Cinq simulations ont été menées; elles diffèrent entre elles par un stock d'anorthite différent, simulant l'altération de roches de compositions différentes, plus ou moins riches en calcium. Le gneiss calco-alcalin de LOSSA présente une composition le situant proche de la simulation 2 d'après deux analyses proches; l'une issues de GUERO (1987) et l'autre fournie par MARLET (communication personnelle).

☞ Première étape:

Une eau de composition chimique très diluée, qui représente une eau de pluie, est mise en contact avec un stock de minéraux primaires. La dissolution des minéraux primaires est simulée à $P_{CO_2} = 10^{-2.7}$. Il s'agit là d'une valeur de la P_{CO_2} fréquemment rencontrée dans les eaux de nappe. Les sources des éléments sont sous forme d'albite pour le sodium, d'anorthite pour le calcium, de microcline pour le potassium et de talc pour le magnésium.

La concentration de l'eau au départ ainsi que les stocks de minéraux dans les cinq expériences de simulation sont résumés dans les tableaux n° 17 et 18:

Minéral	Simulation 1	Simulation2	Simulation3	Simulation4	Simulation5
albite	2.00E-03	2.00E-03	2.00E-03	2.00E-03	2.00E-03
anorthite	5.00E-05	5.00E-04	1.00E-03	2.00E-03	5.00E-03
microcline	2.00E-03	2.00E-03	2.00E-03	2.00E-03	2.00E-03
talc	5.00E-05	5.00E-05	5.00E-05	5.00E-05	5.00E-05
kaolinite	0	0	0	0	0
silice amorphe	0	0	0	0	0
sépiolite	0	0	0	0	0
calcite	0	0	0	0	0

Tableau n° 17: stock initiaux de minéraux pour les cinq simulations.

	Composition mol/litre
K	3.60E-08
Na	5.62E-08
Ca	1.32E-07
Mg	2.30E-07
Cl	4.83E-07
SO4	1.42E-07
Si	1.10E-07
Al	1.00E-12
Alc.	4.92E-08

Tableau n° 18: Composition initiale de l'eau avant dissolution des minéraux:

☛ Seconde étape:

La concentration par évaporation de la solution obtenue est simulée à $P_{CO_2} = 10^{-1.8}$, qui correspond à une valeur fréquemment rencontrée dans les sols.

Du point de vue de l'activation des précipitations et des dissolutions nous avons opéré de manière suivante pour se rapprocher des conditions naturelles: les feldspaths peuvent se dissoudre mais ne peuvent pas précipiter; pour cela, nous leur avons attribué une cinétique de précipitation très lente. Silice, kaolinite et calcite peuvent se dissoudre et précipiter; la précipitation de Quartz n'est pas autorisée (cinétique très lente). Les produits de solubilité sont:

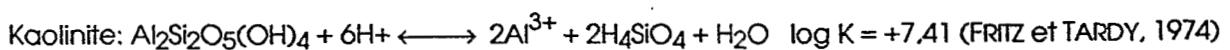
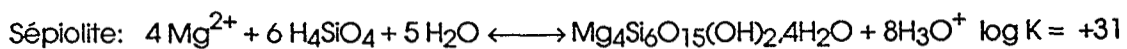
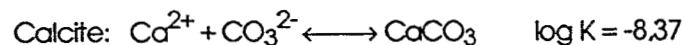
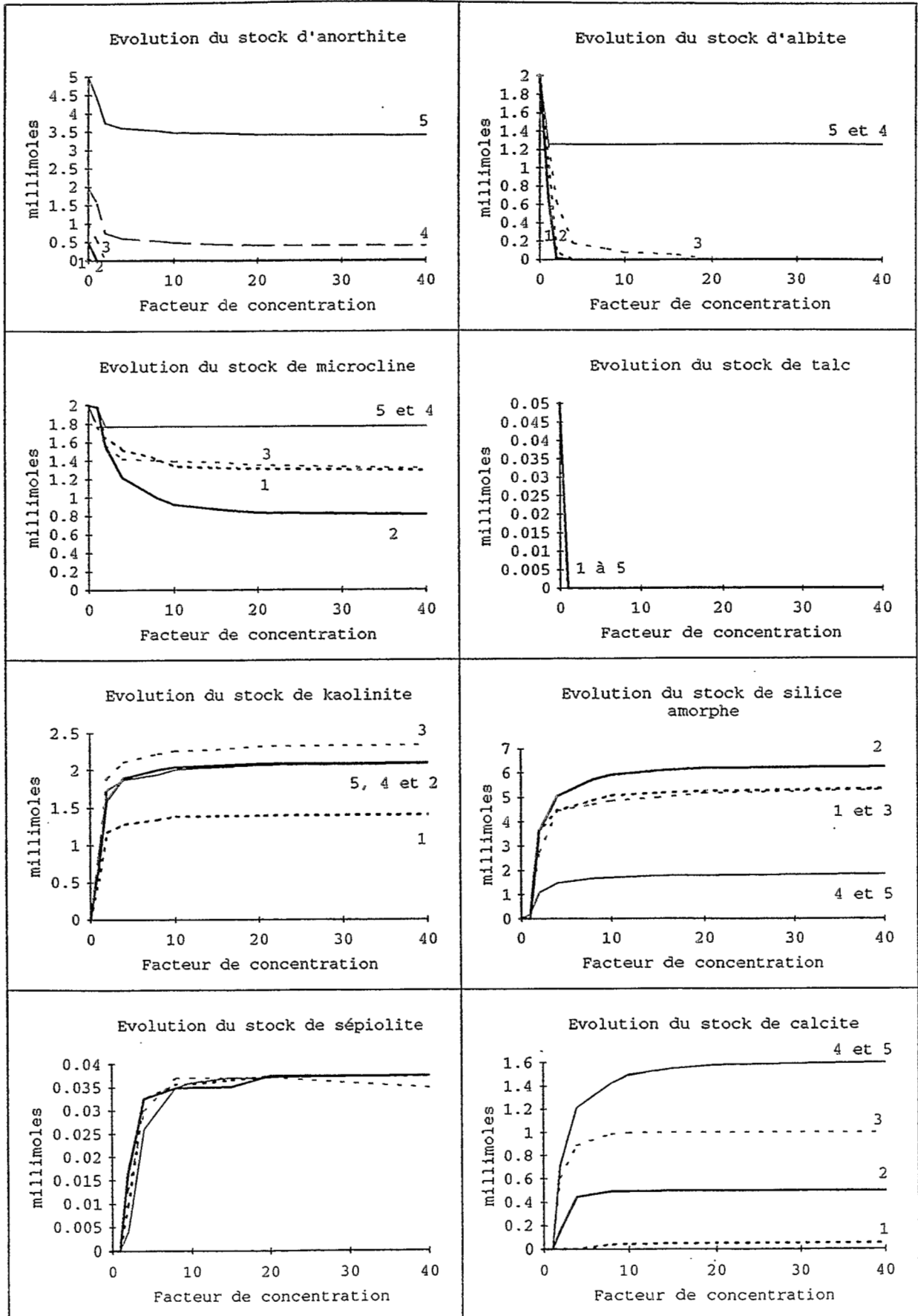


Figure n° 121: Evolution des stocks de minéraux lors des cinq simulations¹.


¹ Sur les graphiques, la phase de dissolution des minéraux primaires est concentrée entre les facteurs de concentration 0 et 1.

Silice amorphe: $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \longleftrightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4$ $\log K = -2,71$ (KHARAKA et BARNES, 1973)

Albite: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{H}^+ + 2\text{H}_2\text{O} \longleftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_4\text{SiO}_4$ $\log K = 3,94$ (HELGESON, 1969)

Anorthite: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 8\text{H}^+ \longleftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{Al}^{3+} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4$ $\log K = 24,69$ (HELGESON, 1969)

Talc: $\text{Si}_4\text{Mg}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}^+ \longleftrightarrow 3\text{Mg}^{2+} + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$ $\log K = 22,125$ (FRITZ, 1975)

Microcline: $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{H}^+ + 4\text{H}_2\text{O} \longleftrightarrow \text{K}^+ + \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_4\text{SiO}_4$ $\log K = 1,29$ (HELGESON, 1969)

B. Résultats:

1°) La dissolution à $\text{PCO}_2 = 10^{-2,7}$:

a - Evolution des stocks de minéraux:

Les résultats sont visualisés sur les figures n° 121 et 122 a à h. Au cours de cette phase de dissolution, on observe que:

- Les stocks de talc s'épuisent complètement;
- Le stock d'albite diminue de moitié environ (0,9 millimole) dans les trois premières expériences, d'un peu moins dans les deux derniers cas;
- Le stock d'anorthite s'épuise pour les deux premières simulations et diminue du même facteur (environ 0,5 millimole) dans les autres cas;
- En revanche, le stock de microcline ne diminue que très peu pour les deux premières expériences et n'évolue pas dans les autres cas.

La dissolution des minéraux primaires provoque la précipitation de kaolinite dont le stock, nul au départ, augmente dès la phase de mise à l'équilibre. Dans tous les cas de figure, la calcite n'apparaît pas lors de la phase de dissolution alors que la silice amorphe commence à précipiter en quantité modérée.

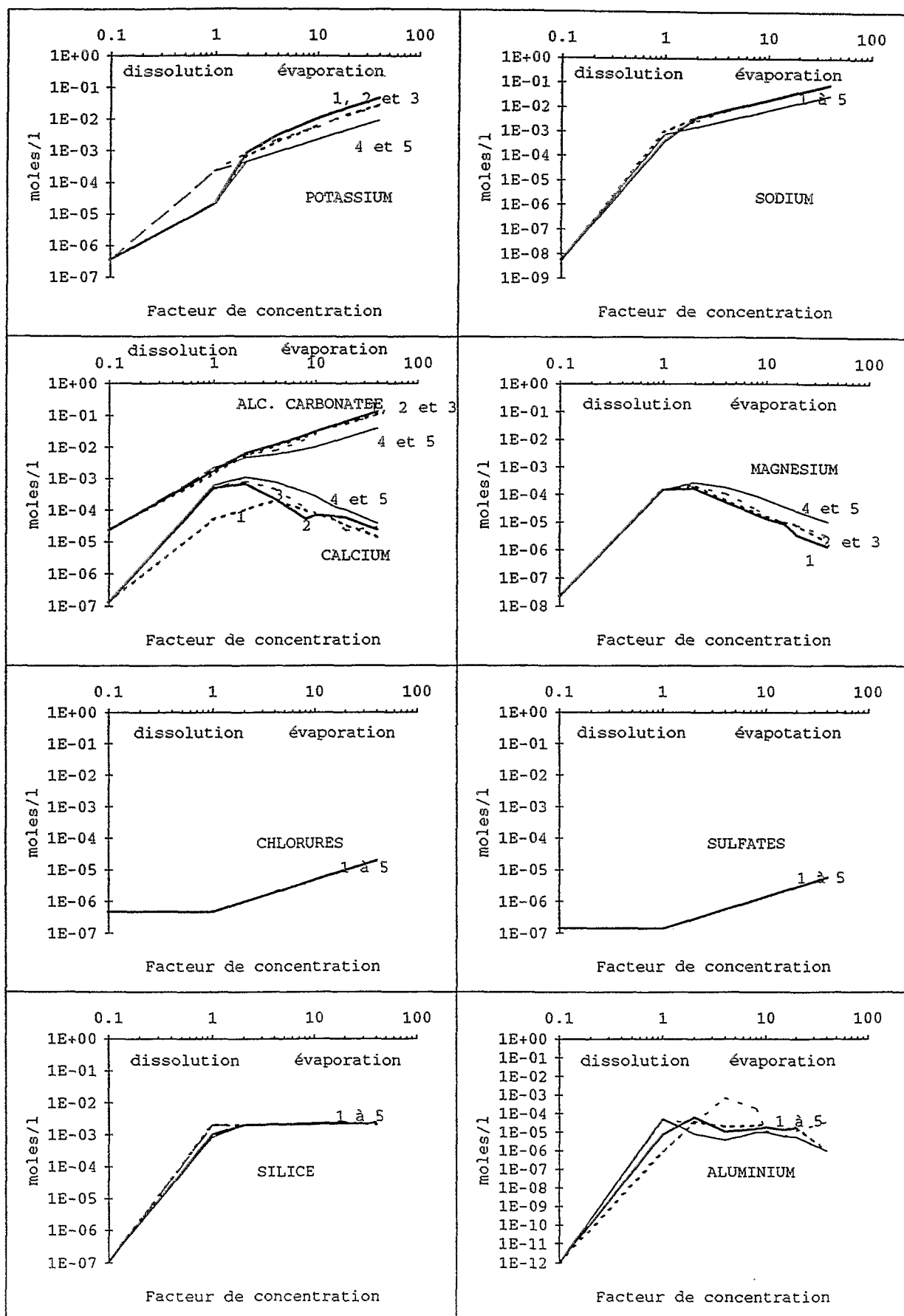
b - Composition chimique de l'eau obtenue

L'eau acquiert ses caractéristiques chimiques par dissolution d'anorthite, d'albite et de talc, de très peu de microcline et par précipitation de kaolinite et de silice amorphe. La saturation par rapport au feldspath potassique est atteinte très facilement du fait de l'augmentation des teneurs en silice et en aluminium des solutions; sa dissolution est donc rapidement stoppée et le stock diminue peu. L'altération des minéraux primaires ne provoque aucun apport en ions chlorures et sulfates; l'équilibre électrique des solutions est compensé par l'apparition d'une alcalinité qui devient essentiellement carbonatée par dissolution du CO_2 ; Carbonates et hydroxydes viennent compenser le déficit de charges négatives. La composition de l'eau après dissolution est résumée dans le tableau n° 19.

	Simulation 1	Simulation 2	Simulation 3	Simulation 4	Simulation 5
K	2.25E-05	2.20E-05	2.28E-04	2.28E-04	2.20E-05
Na	9.52E-04	4.03E-04	7.37E-04	7.36E-04	2.67E-04
Ca	5.01E-04	5.00E-04	4.50E-04	4.50E-04	6.08E-04
Mg	1.50E-04	1.50E-04	1.50E-04	1.50E-04	1.50E-04
Cl	4.83E-07	4.83E-07	4.83E-07	4.83E-07	4.83E-07
SO4	1.42E-07	1.42E-07	1.42E-07	1.42E-07	1.42E-07
Si	2.00E-03	1.06E-03	1.99E-03	1.99E-03	8.33E-04
Al	7.81E-07	7.72E-06	4.47E-06	4.47E-06	5.53E-05
Alc. Carb.	1.37E-03	1.75E-03	2.30E-03	2.30E-03	1.97E-03

Tableau n° 19: Composition chimique de l'eau obtenue après dissolution des minéraux primaires

Figure n° 122: Evolution des concentrations après dissolution des minéraux primaires et concentration des solutions obtenues.



2°) L'évaporation à $P_{CO_2}=10^{-1,8}$:

Durant la phase d'évaporation, on peut distinguer plusieurs comportements parmi les espèces chimiques mais qui ne diffèrent pas en revanche d'une simulation à l'autre:

Sulfates, chlorures et sodium ne sont pas contrôlés. Ils évoluent proportionnellement au facteur de concentration au cours de l'évaporation. Le potassium augmente avec une pente légèrement plus forte que les éléments précédents en raison de la dissolution progressive du stock de microcline résiduel.

L'alcalinité carbonatée augmente mais elle traduit malgré tout un contrôle par la calcite. Calcium et magnésium sont contrôlés, l'un par la calcite, l'autre par la sépiolite dont les stocks respectifs augmentent. Les teneurs en calcium et en magnésium diminuent du fait d'une concentration inférieure à l'alcalinité carbonatée pour le premier et à la silice pour le second, conformément à la loi de l'alcalinité résiduelle.

Enfin, silice et aluminium sont contrôlés par la précipitation et la dissolution des différents silicates. Les teneurs se stabilisent.

3°) Comparaison entre les cinq simulations:

Les cinq expériences diffèrent initialement par un stock d'anorthite qui évolue jusqu'à un rapport 100 entre la première et la cinquième expérience.

Dans tous les cas, l'anorthite se dissout dans les mêmes proportions, s'épuisant dans les deux premières expériences. Les teneurs initiales en calcium en solution sont similaires dans le cas des simulations 2, 3, 4 et 5, 10 fois plus faible dans le cas de la simulation 1. Lors de la concentration par évaporation interviennent les précipitations de calcite et sépiolite qui provoquent une chute des teneurs en calcium et magnésium.

Les fortes teneurs en calcium ont pour effet de provoquer rapidement la précipitation de la calcite (simulations 2, 3, 4, 5, FC = 2) alors que dans l'autre cas, l'équilibre est atteint plus tard (simulation 1, FC = 8). Les évolutions des différentes simulations peuvent se résumer par:

Fortes teneurs en calcium	=	contrôle précoce (donc conséquent);
Faibles teneurs en calcium	=	contrôle tardif (donc moindre).

Ainsi, après avoir concentré 20 fois les solutions, on constate que les différences initiales ont disparu. Les solutions simulées sont de compositions chimiques très voisines. Elles présentent le même faciès chimique, un faciès bicarbonaté potasso-sodique.

4°) Comparaison avec le milieu naturel:

☞ Les eaux obtenues par simulation n'ont subi que les phénomènes de dissolution et de concentration par évaporation. Elles n'ont pas subi les phénomènes d'échanges ioniques avec les argiles du sol. Ceux-ci interviennent surtout en ce qui concerne l'évolution des teneurs en potassium qui n'atteignent jamais celles obtenues par les simulations dans le milieu naturel. Les végétaux consomment également de fortes proportions de potassium ce qui contribue à la diminution des teneurs dans le milieu naturel.

☞ Les processus simulés sont des processus régis par les lois thermodynamiques des équilibres simples. Dans le milieu naturel interviennent les processus biologiques, même au niveau de l'altération des roches. Les micro-organismes, munis du bagage enzymatique adéquat, peuvent accélérer considérablement les vitesses de dissolution des roches. Le bilan reste cependant inchangé.

☞ Au cours de cette simulation, nous n'avons pas fait intervenir d'agents complexants tels que les oxalates, fréquemment observés dans les sols en quantité non négligeables, ou les fluorures qui complexent fortement des éléments tels que le magnésium, le calcium, le sodium, la silice, l'aluminium... (HOPKINS, 1977, DAVAINÉ, 1980, TRAVI, 1988). AMRHEIN et SUAREZ, (1986) ont montré que ces agents sont susceptibles d'accélérer la cinétique de dissolution des feldspaths. Notre étude a montré que lorsque le socle libère des fluorures en grande quantité, ceux-ci précipitent rapidement sous la forme de fluorine et contribuent avec la calcite au contrôle des ions calcium. En milieu alcalin, de par le contrôle du calcium, les fluorures peuvent atteindre des proportions importantes (GUEDDARI, 1984, CHERNET et TRAVI, 1993).

☞ La précipitation de calcite ainsi que le faciès bicarbonaté sodique est fréquemment observé au niveau de la frange d'altération des granites sous de tels climats. Les valeurs de pH sont généralement fortes. On observe fréquemment à ce niveau une consommation du CO_2 dissous (AUQUE, 1993). Des valeurs de P_{CO_2} voisines de 10^{-5} ont été observées au niveau de la frange d'altération des roches. L'alcalinité produite par l'altération est carbonatée si le CO_2 est en quantité suffisante dans ce niveau; dans le cas contraire, l'alcalinité produite intervient sous la forme d' OH^- .

☞ Le contrôle du magnésium est provoqué au cours de la simulation par la précipitation de la sépiolite. Dans le milieu naturel, cette argile n'a pas été identifiée mais le magnésium semble contrôlé par un minéral de composition voisine (Mg-montmorillonite, par exemple). L'absence de dosage de l'aluminium dans les solutions nous empêche d'étudier sérieusement le problème.

5°) Conclusion:

Il résulte de cette étude que l'altération des granites en climat aride ou semi-aride, susceptible de concentrer les solutions, donne naissance à des solutions présentant un faciès bicarbonaté sodique qui se renforce avec la concentration des solutions par précipitation de calcite, de silicates magnésiens et par diminution des teneurs en potassium (fixation sur les argiles et consommation par les végétaux). En terme de bilan, l'altération des minéraux primaires, la précipitation de la calcite, de la kaolinite d'un silicate magnésien et de la silice amorphe provoquent un déficit de charges négatives dans les solutions qui est compensé par l'intervention du CO_2 générant l'alcalinité carbonatée du milieu. La modification des stocks initiaux de minéraux primaires fournisseurs de calcium (Anorthite) influe peu sur la composition chimique finale des eaux.

Les fortes valeurs du pH, fréquemment rencontrées au niveau de la frange d'altération des roches (AUQUE, 1993) et mesurées à ce niveau à LOSSA s'expliquent par ces phénomènes.

II. MODELE DE FORMATION DES SOLS DE BAS-FOND:

Concernant le site de LOSSA, nous pouvons proposer un modèle de formation et de fonctionnement des sols de bas-fond. Ce modèle est basé sur les observations à l'échelle du paysage (photographies aériennes, géomorphologie du bassin versant), de la toposéquence (organisation de la couverture pédologique), du périmètre (délimitation des zones alcalisées), de la tranchée, de l'horizon de l'agrégat, et pour finir à l'échelle microscopique.

Ce modèle s'appuie non seulement sur des observations morphologiques mais aussi sur des considérations hydrologiques et géochimiques.

A Les arguments utilisés pour le modèle de formation des sols de bas-fond.

1°) Présence ancienne des mares sur le site étudié:

Lors de l'étude géomorphologique du bassin versant de LOSSA, il a été signalé que des mares ont séjourné sur le bas-fond. Le contour de ces mares est encore visible sur les photographies aériennes réalisées par l'I.G.N en 1957, 1975 (figure n° 10) et même en 1979, après aménagement de la station.

Les traces du fonctionnement endoréique ancien ont été recherchées dans les sols à l'échelle microscopique. Les observations ont été réalisées sur des lames minces construites sur des échantillons non remaniés séchés à l'air et imprégnés sous vide avec une résine polyester non saturée (Crystic polyester). Le travail s'est déroulé au laboratoire C.N.R.S. de géomorphologie du quaternaire de Caen sur un microscope de type LEITZ-ARISTOPLAN. Les photographies sont réalisées en lumière naturelle. Concernant la répartition des profils cités, le lecteur se reportera à la figure n° 27.

Les structures observées sont (van VLIET-LANOE, communication personnelle):

- ☛ de nombreux spicules de spongiaires (photos n° 12 et 13) sur les profils 511 et 103. Ces spicules sont parfois imprégnés de manganèse,
- ☛ des coques de cyanophycées sur les profils 103 et f3 (47 cm),
- ☛ des diatomées (photo n° 13) sur le profil 103,
- ☛ des coques de thécamoebiens (photo n° 14) sur le profil 511 (75 cm).

Les structures sont observables sur les sols alcalins et sur les sols bruns subarides. Ces formes biologiques traduisent la présence d'une mare. Sans être nécessairement permanente, cette mare devait demeurer quelques mois pour permettre le développement des spongiaires. Les mares sahéliennes de saison des pluies répondent à cette condition.

Des études récentes menées par DESCONNET et ses collaborateurs (1992 et 1993) montrent qu'il y a deux périodes dans le régime des mares sahéliennes comme nous l'avons présenté en début d'ouvrage. La dépression se remplit avec les écoulements jusqu'à un niveau majeur. La vidange se fait alors rapidement par infiltration. Une fois le niveau mineur atteint, correspondant à un niveau de la mare où se développe un tapis argileux, l'infiltration devient minime et le niveau baisse essentiellement sous l'influence de l'évaporation (DESCONNET *et al.*, 1993). Le milieu se concentre.

2°) Qualité chimique des eaux de ruissellement:

Les ruissellements ont été envisagés comme seconde source de minéralisation des solutions du sol et par conséquent d'alcalinisation des profils.

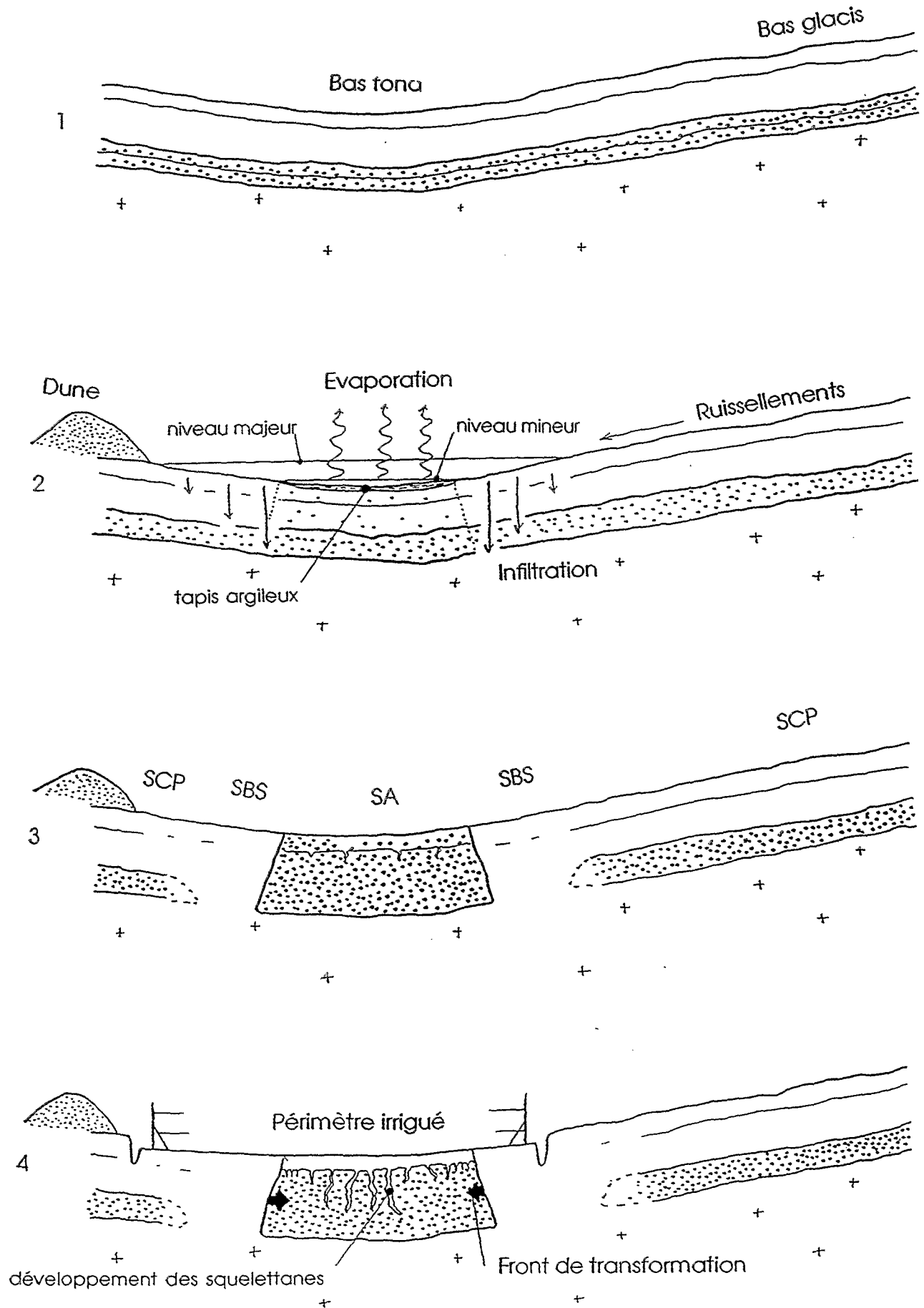


Figure n° 123: Schéma de formation des sols de bas-fond.

L'étude de la qualité des ruissellements montre que :

☛ les proportions de chlorures et de sulfates entrent pour une part non négligeable dans la composition anionique des eaux de ruissellement;

☛ ces eaux sont de famille alcaline carbonatées, peu minéralisées. Elles sont susceptibles d'alcaliniser les profils si elles s'évaporent en leur sein. En revanche, du fait de leur faible minéralisation et donc de leur sous-saturation par rapport à la plupart des minéraux, elles sont agressives et susceptibles de lessiver le sol si elles percolent. Le devenir des profils recevant de telles eaux est intimement lié au bilan hydrique évaporation-infiltration.

3°) Organisation de la couverture pédologique:

Le bassin versant présente dans son ensemble un horizon alcalin d'altération de la roche; nous venons de voir que ce phénomène s'explique par l'altération des minéraux primaires. Il s'accompagne d'une dispersion moyenne à forte des éléments fins sur le bas glacis. Sur le bas-fond étudié, la répartition des unités de sols est concentrique. On observe de la périphérie vers le centre: Des sols à contact planique alcalins en profondeur (SCP) qui passent par une transition diffuse à des sols bruns subarides non alcalins (SBS). Une nouvelle transition très abrupte cette fois et inclinée traduit le passage aux sols alcalins (SA).

Le traitement des données chimiques montre que les sols alcalins résultent d'une concentration des solutions. La transformation SA → SBS mise en évidence le long de T3 force à envisager à ce niveau une dilution des solutions du sol.

B. Le modèle de formation:

La formation des sols de bas-fond est résumée sur la figure n° 123.

1 - On peut supposer que les sols de bas-fond sont à l'origine similaires aux sols de bas glacis, alcalins en profondeur du fait de l'altération de la roche mère. Cette alcalinisation s'accompagne d'une dispersion moyenne à forte des éléments fins en profondeur.

2 - On peut supposer que l'effet barrière de la dune et du bourrelet de berge a provoqué la formation d'une mare. Une partie du bourrelet sableux a disparu suite à l'aménagement du périmètre. Un recouvrement sableux sous la forme d'un bourrelet est cependant signalé par FEAU (1976) juste avant l'ouverture de la station.

La mare a induit, suivant les zones, deux évolutions opposées des sols. La vidange de la mare entre son niveau majeur et son niveau mineur a induit la formation des sols bruns subarides (SCP → SBS) par percolation d'une grande quantité d'eau peu minéralisée.

La détention de l'eau au dessous du niveau mineur, a cause de la présence d'un tapis argileux, a provoqué une concentration du milieu et conduit à la formation des sols alcalins (SCP → SA) du fait:

- ☛ de la qualité alcaline carbonatée de l'eau de la mare;
- ☛ de l'évaporation supérieure à l'infiltration.

Cette alcalinisation est venue renforcer celle provoquée initialement par l'altération de la roche mère.

3 - La photographie aérienne (figure n°10) montre que les mares se sont déplacées vers le sud au cours du temps, probablement jusqu'à une ouverture du bassin vers la basse terrasse. Les mares ont disparu. La zone étudiée se situe dans la mare la plus ancienne (figure n° 124).

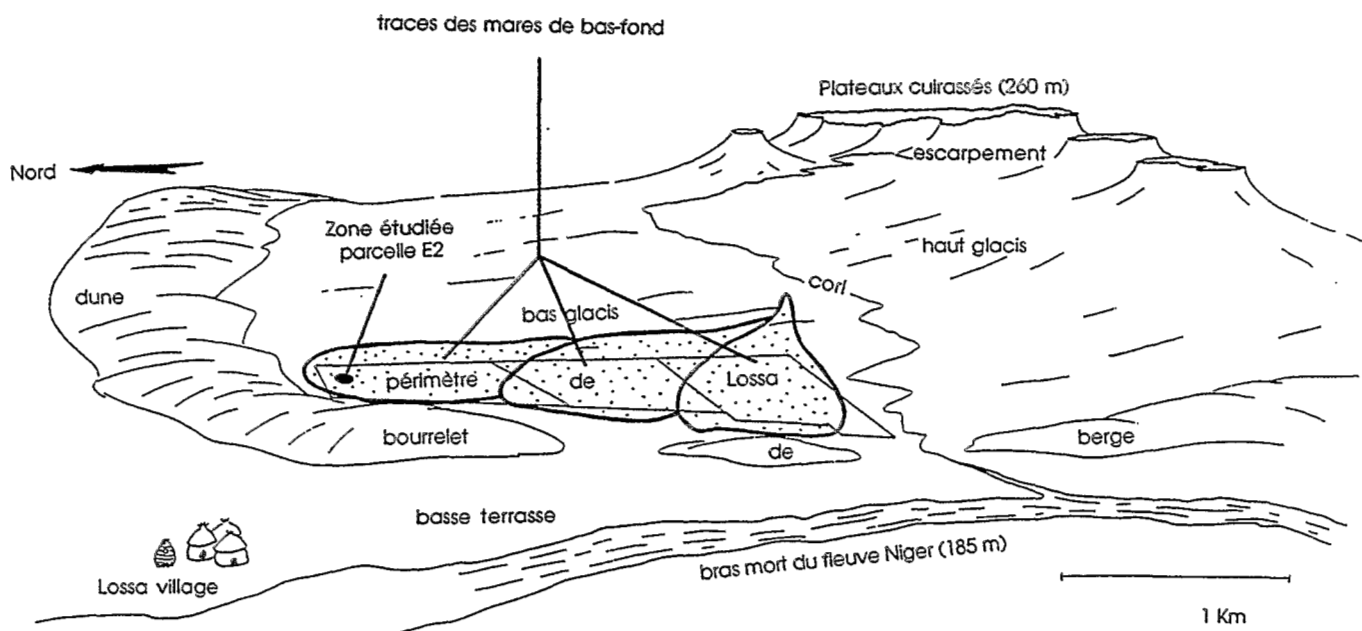


Figure n° 124: Localisation des mares sur le bas-fond

Deux hypothèses peuvent expliquer le contact diffus entre les unités SCP et SBS:

☞ à chaque pluie, le niveau de remplissage de la mare et, par conséquent, la surface percolante sur le pourtour de la mare sont variables. La frange la plus extérieure n'est le siège d'infiltrations que lors des forts épisodes pluvieux, ou tard dans la saison des pluies, lorsque le cumul permet d'atteindre le niveau maximum;

☞ la quantité d'eau qui percole sur le pourtour de la mare est faible. Dès le début de la vidange, le niveau baisse et le pourtour extrême est émergé. La zone infiltrante se réduit.

De la même façon, deux phénomènes permettent d'expliquer le contact brutal entre les unités de sol SBS et SA:

☞ le maximum d'infiltration se fait à proximité du contact SBS/SA dans l'unité SBS, la période de submersion étant plus longue. Cette zone reste en effet sous l'eau jusqu'à ce que la mare ait atteint son niveau mineur;

☞ le passage d'un régime hydrologique à l'autre est brutal.

4 - Les travaux d'aménagement du périmètre ont aplani le modelé de bas-fond et fait apparaître une juxtaposition de sols contrastés dont la répartition ne s'explique plus à l'échelle de la toposéquence. L'évolution actuelle se résume au développement vertical des squelettanes sur le noyau alcalin et à une progression latérale du front de transformation des sols alcalins en sols bruns subarides.

Suivant ce modèle de formation et de fonctionnement du bas-fond, les sols alcalins se sont formés dans un environnement qui a été perturbé à différentes reprises (formation de la mare, disparition de la mare...). Chacune des perturbations a engendré une remise à l'équilibre plus ou moins rapide du milieu. L'apparition du système endoréique a perturbé l'équilibre initial et provoqué une redistribution de l'alcalinisation dans deux unités de sol, les sols bruns subarides (SCP → SBS, disparition complète de l'alcalinisation), et les sols alcalins (SCP → SA, généralisation de l'alcalinisation sur le profil). La disparition de la mare a perturbé l'équilibre créé; l'évolution des sols de bas-fond traduit une remise à l'équilibre dynamique par:

☞ la transformation des sols alcalins en sols bruns subarides (SA → SBS);

☞ le développement des squelettanes au sein des sols alcalins

L'évolution est lente pour différentes raisons:

☞ les précipitations sont faibles et la quantité d'eau disponible pour percoler au travers des profils est très réduite.

☞ les sols alcalins sont très peu perméables. L'eau ruisselle en surface des zones alcalinisées et s'infiltre dans l'unité de sol voisine, les sols bruns subarides, qui présentent une perméabilité plus grande. L'eau étant le seul vecteur de "désalcalinisation" des profils, les sols alcalins évoluent peu et les sols bruns subarides sont entretenus.

III. FONCTIONNEMENT DU MILIEU ANTHROPISE:

A. Les problèmes:

La première partie de l'ouvrage a consisté en une étude visant à comprendre le fonctionnement du milieu naturel. Cette étude a débouché sur une proposition de modèle de formation et de fonctionnement des sols de bas-fond qui vient d'être exposé. De la même façon, il apparaît primordial de comprendre le fonctionnement du milieu anthropisé.

Les horizons profonds ont été remaniés par la macro-faune du sol. Les remaniements semblent traduire un travail de vers de terre. Or, d'après LAVELLE (1983), ces derniers n'ont jamais été observés dans le Sahel sous une si faible pluviosité; on considère généralement que la limite d'extension des vers de terre se situe aux alentours de l'isohyète 800 mm. Les vers n'ayant pas été observés sur la parcelle, faute d'observation au moment propice, la variété est inconnue. On ne peut guère qu'estimer le diamètre des vers à environ 7 mm.

Les vers de terre vivent généralement dans les horizons de surface. Dans notre cas, ils se sont cantonnés dans les horizons profonds, autour de la frange d'altération de la roche mère. Quelle source de nourriture présente en profondeur et absente dans les horizons de surface peut justifier des remaniements d'une telle intensité et si localisés?

Quels mécanismes géochimiques peuvent expliquer une chute de l'alcalinité au niveau de cet horizon remanié?

Ces remarques soulignent que deux points méritent une analyse plus poussée.

☞ Dans le cadre de l'intervention des phénomènes biologiques (remaniements par les vers de terre, consommation supplémentaire d'alcalinité...), un lieu apparaît fondamental: la frange d'altération de la roche mère.

Ce niveau se distingue par la présence des précipitations calcaires. Des investigations ont été menées au niveau de la frange d'altération de la roche mère, en privilégiant les précipitations calcaires comme support morphologique d'étude.

☞ Plus généralement, le rôle des paramètres biologiques sur le fonctionnement global du système est analysé à l'échelle du profil et de la parcelle cultivée.

B Analyse de la frange d'altération:

La frange d'altération de la roche mère se caractérise par de nombreuses précipitations calcaires. Elles ont été observées à différentes échelles.

1°) Morphologie:

a - Sous la loupe binoculaire:

L'observation à ce grossissement permet de distinguer des filaments blancs, des amas pulvérulents de grande taille qui semblent être composés de grains, et des grains blancs répartis de manière diffuse dans l'ensemble de l'horizon.

Les filaments ramifiés présentent l'architecture de racines (PLAZIAT, 1971). On distingue nettement la structure cellulaire de l'épiderme racinaire calcifié¹. Les poils racinaires apparaissent radialement au tube, également calcifiés (Photo n° 16). Cette morphologie a été bien décrite par KLAPPA (1980). La densité de ces racines est forte; on peut l'estimer à une racine fine tous les 4 mm environ.

b - Sous le microscope optique:

Des observations entre lame et lamelle des grains semblent indiquer que les précipitations sont de même type dans les volumes pulvérulents et dans les petites cavités. La forme des grains est oblongue et présentent une régularité de taille aussi bien en longueur qu'en largeur. En lumière polarisée, les grains présentent des teintes vives dites de second ordre dans l'échelle de NEWTON.

c - Sous le Microscope Electronique à Balayage:

☛ Les racines:

Les formes racinaires, omniprésentes dans l'horizon remanié, correspondent aux racines du fourrage qui ont subi un processus de calcification. Une micro-analyse révèle la composition (approximative) de ces structures. On ne distingue pas de traces de magnésium accompagnant le calcium dans leur composition.

Sur l'extérieur de la racine, les surfaces sont finement veinées (Photo n° 17). Les poils racinaires, également calcifiés, semblent constitués de deux couches (Photo n° 18): une couche interne régulière lisse et continue et une couche externe plus irrégulière, composée d'écailles.

☛ Les grains:

Sous le MEB, on retrouve le tri granulométrique qui caractérise la population des grains (Photo n° 19); deux tailles peuvent cependant être distinguées (Photo n° 20):

- une population présentant une longueur de 18 µm et d'une largeur de 5 µm,
- une population présentant une longueur de 7 µm et une largeur de 3 µm.

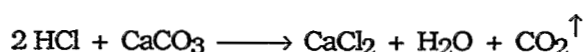
Dans les deux cas de figure, la variabilité dans la taille des grains est très faible. Il en est de même pour la morphologie; les grains présentent un aspect ovale et 3 faces aplaties dans chaque extrémité (Photo n° 21). Les grains sont rassemblés en agglutinats dans les volumes pulvérulents et les faces planes semblent correspondre aux points de jonction entre les grains (Photo n° 21 et 22). L'observation à cette échelle et au niveau des faces planes permet de constater que les grains ne présentent pas une surface lisse mais qu'ils semblent composés de plusieurs entités soudées les unes aux autres (Photo n° 21). On a pu observer une seule fois sur l'ensemble de l'échantillonnage deux grains associés en croix (Photo n° 23) par leur partie médiane.

2°) Nature des grains:

La nature des grains a été étudiée de manière simple, par un test à l'acide chlorhydrique en phase vapeur puis liquide (JAILLARD, communication orale), complété par des observations sous lames minces en lumière fluorescente.

a - Le test à l'HCl:

L'acide chlorhydrique réagit avec les carbonates selon la réaction:



¹ Le terme de calcification est ici employé pour traduire la précipitation de calcite sans que cela suppose une formation cristalline particulière.

☞ test en phase vapeur:

Méthode: Ce test a été réalisé sur un fragment d'un mm^3 environ prélevé dans un volume pulvérulent. On place l'échantillon sur une lame à proximité d'une goutte d'acide (HCl : 0,1 N), sans réaliser le contact entre l'échantillon et le liquide.

Résultats: Les vapeurs acides diffusent vers l'échantillon et se condensent plus vite sur les particules calcaires du fait de la réaction de l'acide avec les carbonates. Il s'ensuit une production de CaCl_2 concentré à la surface de la particule, qui présente une forte pression osmotique. Les particules calcaires se "mouillent" à l'inverse des autres. Cette méthode est très commode pour distinguer les grains calcaires. Ce test dure environ trente minutes, temps au bout duquel on essuie délicatement la goutte d'acide et on place une lamelle sur le résidu de l'échantillon. On l'observe alors au microscope. On note la présence de cristaux de forme oblongue. Ces cristaux sont en tout point semblables à ceux observés initialement (taille, forme...); ils sont cependant peu nombreux.

☞ test en phase liquide:

Méthode: on teste le résidu à l'acide en phase liquide en faisant pénétrer une goutte d'acide sous la lamelle. Celle-ci est déposée en bordure de lamelle et diffuse rapidement au dessous par capillarité.

Résultats: les grains résiduels se dissolvent rapidement en phase liquide à l'arrivée de l'acide. La dissolution se fait en une seconde environ, de la périphérie vers le coeur du grain. Elle ne s'accompagne pas de dégazage; il ne se forme pas de bulles entre la lame et la lamelle. Il ne reste alors qu'un "fantôme" soulignant les anciens contours du grain. Localement, sur la lame, on peut observer la présence de petits volumes circulaires grisâtres barrés d'une croix noire qui garde son orientation quel que soit l'orientation de la platine.

b - Observations de lames minces

Ces volumes ont été observés sur des lames minces en lumière naturelle et en épifluorescence sur un microscope de type LEITZ-ARISTOPLAN du laboratoire CNRS de géomorphologie du quaternaire à Caen. Les photographies au plus fort grossissement sont réalisées avec un objectif 100 sous huile d'immersion. Les lames minces ont été construites à partir de bloc imprégnés dans la résine avec un pigment Uvitex.

On observe que la plupart des grains présentent un noyau brun foncé. Ce noyau peut s'observer aussi bien chez les individus de grande taille ($18\ \mu\text{m}$) que chez les individus de petite taille ($7\ \mu\text{m}$) (photos n° 24 et 25).

Le noyau réagit en lumière fluorescente, ce qui montre qu'il est de nature organique (photo n° 24 et 26).

3°) Discussion:

☐ Le calcaire précipité sous la forme d'amas pulvérulents est composé de la juxtaposition de grains. Ces grains peuvent se retrouver isolés dans l'ensemble de l'horizon. Deux populations sont distinguées par leur taille. Chaque population présente une grande régularité de taille et de morphologie.

☐ Le test de dissolution à l' HCl montre que l'on est en présence d'au moins deux types de grains en fonction de leurs composition: la première catégorie réagit positivement au test à l'acide en phase vapeur; la dissolution s'accompagne d'une effervescence. Ils sont donc composés de carbonates. En revanche, les particules de la seconde catégorie ne se dissolvent pas en phase vapeur mais réagissent en phase liquide sans provoquer d'effervescence. Ces grains ne sont pas composés de carbonates. La plupart des grains semblent donc composés de calcite mais certains apparaissent vraisemblablement composés de sels d'anions organiques.

□ Le "fantôme" résiduel observé après dissolution semble indiquer que les grains présentent une enveloppe dont la nature nous échappe. La croix noire qui apparaît sur les petits volumes gris traduit la présence d'un matériel s'organisant suivant une structure pseudo-cristalline. Ce matériel ne s'observe pas avant la dissolution en phase liquide. On peut émettre l'hypothèse que ce matériel était soit contenu dans les grains, soit qu'il composait l'enveloppe aperçue après dissolution des particules.

□ On observe fréquemment au sein des grain un noyau organique. Les deux tailles de grains correspondent à deux tailles de noyau organique au sein du grain.

Ces arguments sont suffisants pour conclure que les grains observés sont d'origine biologique, probablement bactérienne, chaque grain correspondant à une accumulation de calcaire autour d'une cellule bactérienne. Le phénomène de calcification de bactéries dans le sol a été décrit par CASTANIER (1987), et CHAFETZ et BUCZYNSKI (1992) en ce qui concerne les franges littorales. Ces bactéries peuvent être des bactéries lithotrophes qui contribuent à l'altération de la roche mère. Les phénomènes de carbonatogénèse bactérienne sont fréquents et observés dans tous les milieux avec une activité variable suivant les conditions régnautes (CASTANIER, 1987). L'énergie des bactéries provient de processus d'oxydation de la matière organique du sol.

La carbonatogénèse bactérienne ne donne pas toujours naissance à la calcite. Des précipitations de magnésite ou de dolomite ont été également observées (CASTANIER *et al.*, 1988, 1990) ainsi que de huntite (PERTHUISOT *et al.*, 1990). La huntite réagit peu à l'HCl (0,1 N) en phase liquide et la magnésite ne réagit pas. Les formes observées lors du test ne réagissent pas en phase vapeur mais réagissent immédiatement en phase liquide à l'HCl (0,1 N). Leur dissolution ne s'accompagne pas d'effervescence. Les précipitations sous des formes carbonatées telles que huntite et magnésite sont donc à écarter.

La grande régularité de taille au sein d'une même population semble indiquer que les structures sont toutes **au même stade d'avancement**, proche du stade "osselet" (CASTANIER *et al.*, 1989) dans la séquence d'édification de structures carbonatées.

L'hypothèse que l'on peut avancer est que les bactéries étaient en conditions défavorables à leur développement dans le sol. Les conditions ont changé brutalement du fait de la mise en culture. Deux types de bactéries ont alors commencé leur développement. La carbonatogénèse bactérienne a débuté à la modification des conditions du milieu. Cette hypothèse mérite bien évidemment une étude spécifique plus approfondie que nous ne pouvons développer dans le cadre de ce travail.

□ Les racines du fourrage qui ont subi un phénomène de calcification, sont très bien conservées dans le sol. On observe le contour rhizodermal des cellules racinaires. La morphologie au niveau des poils racinaires ainsi que les jonctions entre les cellules fait davantage penser à une imprégnation sur la face externe. L'épaisseur calcifiée est faible, de l'ordre de 5 μm . La morphologie observée au niveau du poil racinaire permet de supposer que l'ensemble est sous-tendu par la cellulose, plus élastique, qui expliquerait la conservation de la structure dans le sol.

L'existence de ce phénomène permet de localiser la colonisation du sol par le fourrage et de quantifier la densité racinaire.

□ La distribution des racines dans les profils n'est pas quelconque. On n'observe de restes de racines du fourrage calcifiées que dans les remaniements par la macrofaune. La densité est alors très forte, une racine tous les 4 millimètres environ. Ces racines sont très fines. Ces structures et leurs poils racinaires représentent une surface d'échange considérable avec la solution du sol (photo n° 16).

Les particularités de la frange d'altération de la roche mère peuvent se résumer en trois points:

☞ Au niveau de la frange d'altération de la roche mère, on observe une multitude de bactéries dont la cellule est recouverte de carbonate de calcium, plus rarement par un sel, vraisemblablement d'anions organiques. Le coeur de ces structures, correspondant à la bactérie elle-même, est de nature organique.

☞ La frange d'altération de la roche mère a été entièrement remaniée par des vers de terre au cours de la culture. Ces vers de terre sont probablement des variétés endogées qui ingèrent une grande quantité de terre sans y ajouter de litière et assimilent la matière organique du sol (BLANCHART, 1990).

☞ Les remaniements provoqués par les vers de terre ont été colonisés par les racines du fourrage, qui apparaissent calcifiées. Ceci permet d'estimer la très forte densité de colonisation par les racines (une racine tous les quatre millimètres). Dans les horizons supérieurs, les racines ont colonisé l'horizon sableux de surface et les squelettanes; on ne retrouve pas de traces de racines au sein du matériel gris compact.

C Synthèse. fonctionnement général:

La compréhension et la quantification des phénomènes biologiques et microbiologiques dans le sol sont en général très délicates car ces phénomènes sont souvent répartis de manière spatialement uniforme à l'échelle de l'observateur, le sol servant de support pour de nombreux phénomènes superposés au même endroit. Le site de LOSSA présente l'avantage d'avoir subi une modification récente, incomplète, ce qui permet de localiser les actions. Nous allons tenter de les ordonner.

1°) Résumé des observations:

D'un point de vue morphologique:

☞ Les sols alcalins se caractérisent après culture par l'apparition d'un horizon remanié par des vers de terre, centré sur la frange d'altération de la roche mère.

☞ L'horizon remanié est plus épais vers le bord de la zone cultivée qu'au centre. Il est également plus épais dans l'unité de sol SA que dans l'unité SBS. Les remaniements intéressent pratiquement 100% du matériau de cet horizon dans la zone alcaline (SA) alors que dans la zone des sols bruns subarides, ils sont plus éparés.

D'un point de vue chimique:

☞ On observe un lessivage général du sol auquel vient se surajouter une consommation d'alcalinité dans l'horizon remanié par la macrofaune.

☞ Les chlorures et nitrates, apportés par les engrais et décelables en faible quantité dans le milieu initial, s'observent après culture dans l'horizon remanié par la macrofaune.

2°) Proposition d'un modèle de fonctionnement.

☞ D'un point de vue plus général, l'altération du socle se ferait principalement par l'intermédiaire de bactéries lithotrophes dans la partie inférieure des profils. Ces bactéries sont localisées au niveau de la frange d'altération du gneiss où les quantités de calcium disponibles fournies par les minéraux primaires sont fortes. Elles sont calcifiantes et demeurent dans le sol où elles forment un horizon calcaire, composé de nombreux volumes pulvérulents de plusieurs centimètres. Ces bactéries représentent une source de matière organique considérable.

☞ En conditions naturelles dans les sols alcalins, les bactéries présentent une activité réduite du fait de conditions peu favorables à leur prolifération. On note localement quelques volumes pulvérulents, mais principalement à proximité du contact SBS-SA.

☞ L'irrigation par submersion a provoqué une lente descente du front d'humectation. On peut supposer que la parcelle humide, dans un environnement sec, aurait favorisé l'activité des vers de terre et des autres organismes endogés. L'amenuisement de l'horizon remanié de la périphérie vers le cœur de la parcelle semble indiquer que les vers de terre proviennent de l'extérieur de la parcelle et que le front de progression est lent; au bout d'un an de culture, à l'issue de quoi le sol s'est asséché, les vers de terre ont atteint le cœur de la zone et donné naissance à un faible horizon remanié.

Sous cette hypothèse, la vitesse de progression est de l'ordre de 20 mètres par an. Les vers de terre n'ont jamais été observés et l'on peut supposer qu'ils vivent en profondeur dans l'altérite, et qu'ils ne remontent qu'accidentellement au niveau des horizons pédologiques. L'absence de terriers, galeries ou turricules en surface milite en faveur d'une population strictement endogée. La percolation d'une grande quantité d'eau au travers des sols bruns subarides a pu provoquer une remontée des vers de la profondeur (figure n° 125).

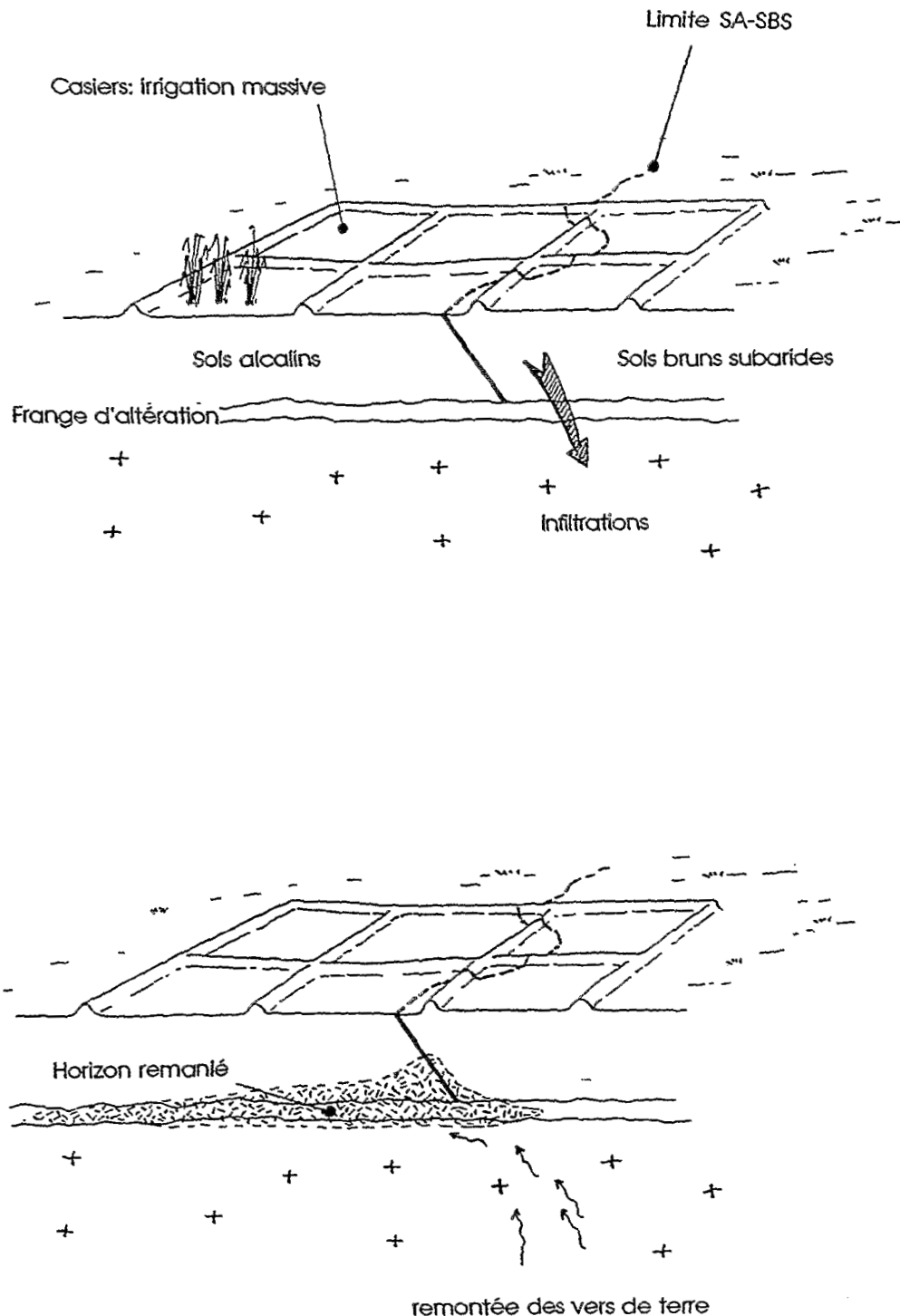


Figure n° 125: Fonctionnement des sols bruns subarides et des sols alcalins sous culture de fourrage.

☞ L'irrigation de la parcelle a probablement également favorisé une reprise de l'activité bactérienne au niveau de la frange d'altération du gneiss.

☞ Les vers seraient restés localisés dans les horizons où se trouve la source de nourriture, à savoir les bactéries calcifiantes; il s'agit des altérites. Les précipitations calcaires sont bien moindres dans les sols bruns subarides que dans les sols alcalins. Ceci expliquerait les remaniements moins intenses dans cette unité de sol.

☞ Les racines du fourrage ont colonisé l'horizon remanié par la macrofaune. Elles ont absorbé les éléments chimiques en grande quantité si l'on se base sur la surface d'échange que représente la densité racinaire dans le sol. Une bonne part des éléments chimiques a été fournie par les amendements réguliers sous forme de KCl et d'urée. L'absorption d'azote fournie sous la forme ammoniacale est une source d'acidification du milieu (LEFEVRE, 1988, VALLES *et al.*, 1993). En revanche, l'absorption sous la forme de nitrates est une source d'alcalinisation. TOULON *et al.* (1989) ont constaté que les plantes ont tendance à acidifier le milieu si celui-ci est alcalin.

☞ La colonie de vers de terre a des besoins en oxygène qui, même s'ils sont faibles, risquent d'épuiser rapidement le milieu. Les conditions de culture en submersion ne favorise pas une forte diffusion de l'oxygène vers la profondeur. Le fourrage utilisé est une graminée semi-aquatique qui supporte l'asphyxie du sol par la présence d'aérenchymes dont la fonction est de redistribuer l'oxygène au sein des racines. Ces structures pourraient contribuer à l'alimentation en oxygène des horizons colonisés par les vers de terre.

En conclusion, la diminution de l'alcalinité sur les parcelles mises en culture se décompose en deux phénomènes:

- ☞ un phénomène de lessivage
- ☞ un phénomène de consommation supplémentaire d'alcalinité dans l'horizon remanié.

Le premier phénomène est causé par l'irrigation massive imposée à la culture. Le second phénomène résulte d'une association complexe qui met en jeu plusieurs agents. Ce sont:

- ☞ les bactéries lithotrophes
- ☞ les vers de terre
- ☞ le fourrage.

L'irrigation provoque la reprise de l'activité bactérienne et lombricienne. Ces organismes trouvent au niveau de la frange d'altération du gneiss un milieu riche en matière organique. Le remaniement du sol par les vers permet la colonisation intense de l'horizon par les racines du fourrage. Ces racines marquent alors l'horizon colonisé par leur action propre.

D Quantification des phénomènes et suivi de l'évolution des sols.

Les processus d'alcalinisation apparaissent comme des processus "clés" pour comprendre:

- ☞ la distribution des sols dans le paysage;
- ☞ le jeu de l'homme et son action sur le milieu.

Ces processus contrôlent les évolutions des sols à des niveaux très divers:

- ☞ l'altération de la roche mère;
- ☞ la redistribution par les ruissellement
- ☞ le devenir sous culture directement ou par le biais de la biologie du sol.

Dans certaines circonstances, on observe une "désalcalinisation" des sols; nous l'avons constaté en conditions naturelles (SA → SBS) et sous l'action de l'homme par le biais d'une culture.

Les processus identifiés sur notre site ont été observés dans de nombreuses régions du monde, au Tchad (CHEVERRY, 1972, DROUBI, 1976, GAC, 1979...), au Mali (N'DIAYE, 1987, VALLES *et al.*, 1989)... Malgré la fréquence des observations, les aménageurs ne disposent pas d'outils performants et pertinents pour évaluer les risques et l'évolution des zones à risques. Les prévisions s'appuient classiquement sur la méthode déjà ancienne proposée par RICHARDS (1954) et dont nous avons exposé les limites.

Face à cette situation d'un problème fréquent sans réelles possibilités de contrôle avec les outils existant, une méthode est proposée pour prévoir qualitativement et quantitativement les risques, modifier ou accompagner les évolutions des sols. Nous allons dans un premier temps présenter cette approche basée sur le concept d'alcalinité résiduelle généralisée (ARG, DROUBI, 1976) pour une gestion qualitative et quantitative des problèmes d'alcalinisation en zones arides ou semi-arides.

Cette méthode sera appliquée en exemple à deux types de problèmes:

- ☛ une évaluation des risques sous irrigation;
- ☛ une évaluation de l'évolution d'un casier de culture en terme de bilan.

1°) Les outils:

a - aspect qualitatif, Compréhension du sens d'évolution:

Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée permet de classer les eaux d'irrigation en fonction de leur appartenance à une famille d'évolution chimique. Cette approche s'appuie sur les processus chimiques mis en cause et non sur le degré de salinité qui présente une forte variabilité locale (VALLES *et al.*, 1992). Les changements de faciès d'une eau au cours de sa concentration dépendent de sa composition chimique initiale. La compréhension de ce phénomène a donné naissance à deux grandes voies d'évolution qui sont la voie saline neutre et la voie alcaline (CHEVERRY, 1974). Les concepts ont été affinés pour aboutir aux cinq classes proposées par VALLES et ses collaborateurs (1991) résumées dans le tableau n° 15. VALLES *et al.* (1989) ont présenté les limites de la méthode.

La classification des eaux ne fournit qu'une vision qualitative des problèmes. Ainsi, ces auteurs signalent les relations entre la qualité régionale des eaux naturelles et les différents types de problèmes rencontrés. De nombreux travaux de terrain déjà cités valident cette approche.

Le travail entrepris par VAN BEEK et VAN BREEMEN (1973) puis celui mené par DROUBI (1976) sont la porte ouverte à une dimension quantitative des problèmes d'alcalinisation en zone aride de par le caractère conservatif du concept d'alcalinité résiduelle généralisée, prédit par VALLES *et al.*, (1991). Le caractère conservatif permet de réaliser des bilans à l'échelle de la parcelle, d'un réservoir d'eau, voire éventuellement d'un bassin versant (RIBOLZI *et al.*, 1993).

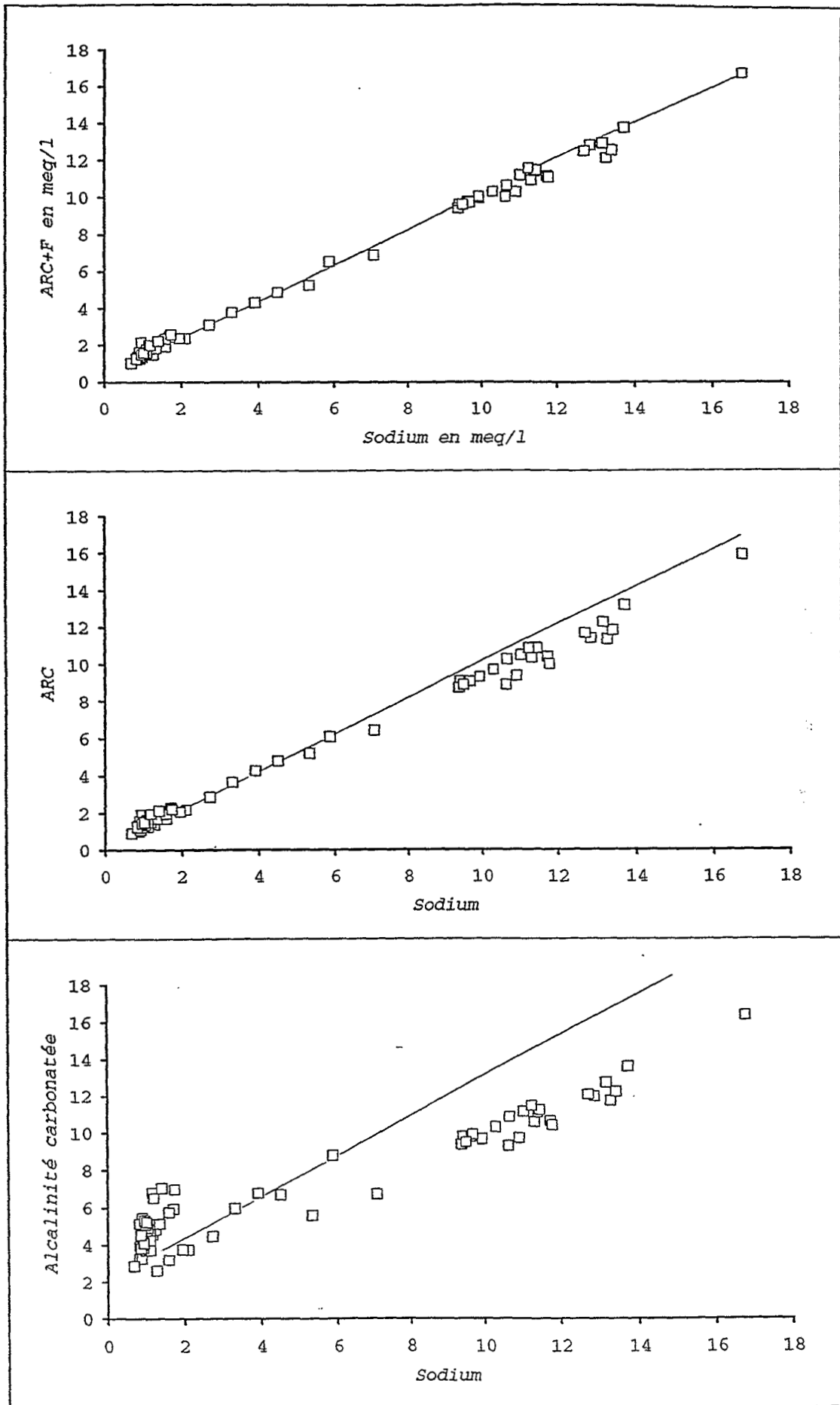
b - aspect quantitatif, Introduction de critère propres et adaptés:

L'utilisation du concept d'alcalinité résiduelle généralisée (ARG) comme indicateur quantitatif pour les suivis géochimiques en zone aride passe par un préalable: le choix de l'ARG utilisée. Ce choix dépend des processus observés sur le terrain.

☛ Choix de l'alcalinité résiduelle:

BOURRIE et LELONG (1990) ont utilisé l'alcalinité comme grandeur algébrique conservative lors d'une étude sur le Mont Lozère. Dans un article récent, nous avons montré que l'alcalinité résiduelle calcite (ARC) peut être utilisée comme grandeur algébrique conservative sur des sites où l'on atteint la saturation par rapport à la calcite. Sur le site de LOSSA, l'ARC suffit pour une approche quantitative au niveau des eaux du bras mort (RIBOLZI *et al.*, 1993) mais s'avère insuffisante pour les problèmes au niveau de la parcelle où la saturation par rapport à la fluorine est atteinte. Nous avons pour cela eu recours à l'alcalinité résiduelle calcite + fluorine (ARC+F).

Figure n° 126 a, b et c: Evolution de l'alcalinité, de l'ARC et de l'ARC+F en fonction des ions sodium.



Dans le cas où les ions sodium précipitent avec les sulfates, pour des facteurs de concentration plus élevés, l'alcalinité résiduelle thénardite peut être utilisée.



cette alcalinité est indépendante de l'alcalinité résiduelle calcite et peut de la même façon être utilisée comme indicateur algébrique conservatif.

L'ARG utilisée est donc à préciser pour chaque site en fonction des processus qui interviennent. On dispose d'autant de traceurs qu'il existe d'ARG indépendantes.

Remarque: L'alcalinité résiduelle calcite n'est pas perturbée par les phénomènes de dégazage en CO_2 des solutions lors de l'analyse; cette propriété découle directement des propriétés de l'alcalinité présentées par BOURRIE (1976). Nous avons vu lors de l'étude géochimique le long de la fosse T3, que ces phénomènes ont perturbé nos résultats concernant l'indice de saturation vis à vis de la calcite. L'ordre des précipitations intervenant entre calcite et fluorine n'a pu être déterminé.

Il est possible de le déterminer graphiquement par une utilisation croisée de paramètres de caractère conservatif sur des gammes différentes de concentration. Nous utiliserons pour cela:

- ☛ L'alcalinité, conservative jusqu'à la précipitation de la calcite;
- ☛ l'ARC, conservative avant et après la précipitation de la calcite mais qui perd ce caractère au moment de la précipitation de la fluorine;
- ☛ l'ARC+F, conservative tout au long de la gamme de concentration;
- ☛ Les ions sodium.

Sur les figures n° 126 a, b et c sont reportées ces différentes valeurs en fonction des teneurs en sodium qui évoluent de manière conservative tout au long de la gamme.

Sodium et ARC+F évoluent d'une manière proportionnelle. En revanche, l'ARC et l'Aic n'évoluent pas proportionnellement aux ions sodium. Dans le premier cas, le décrochement se situe vers $\text{Na} = 6 \text{ meq}$, alors que dans le second cas, même si l'évolution est moins nette, le décrochement entre la droite de proportionnalité et le nuage de points semble se situer vers $\text{Na} = 4$. On peut en conclure que la calcite est le premier minéral à précipiter, avant la fluorine.

☛ Domaine de validité du caractère conservatif:

Le domaine de validité dépend en grande partie comme nous venons de le voir de la nature des précipitations ou dissolutions qui interviennent. Certains phénomènes annexes peuvent venir perturber le caractère conservatif.

Sur le site de Iossa, nous avons eu recours à deux paramètres, les ions sodium et l'ARC+F. Ces deux indicateurs sont conservatifs sur toute la gamme de concentration mais susceptibles de perdre ce caractère, l'un sous l'influence de phénomènes d'échange avec le complexe du sol, et le second sous l'action de la biomasse végétale (VALLES *et al.*, 1993).

Il importe de cerner les limites de validité du caractère conservatif des indicateurs utilisés; le croisement de plusieurs indicateurs en jouant sur les limites de validité permet d'attribuer les écarts obtenus à un phénomène particulier, comme il sera illustré par la suite.

2°) Exemples d'application:

a - Evaluation de la qualité des eaux:

☛ La qualité chimique de l'eau du bras mort.

L'eau du bras mort est qualitativement dangereuse si elle s'évapore au sein des profils de sol. L'ARC+F peut être utilisé comme indicateur du risque alcalin de l'eau. Ainsi, la concentration de l'eau du bras mort au cours de la saison sèche correspond également à une augmentation du pouvoir alcalinisant de l'eau.

L'eau du mois de Juin est 18,5 fois plus alcalinisante que l'eau du mois de décembre. Sous les mêmes conditions d'exploitation, une parcelle irriguée avec une eau comme celle du mois de Juin s'alcalinisera 18,5 fois plus vite qu'une parcelle irriguée avec une eau comme celle du mois de décembre. Or, c'est précisément aux mois de juin-juillet que les parcelles des périmètres subissent une pré-irrigation pour la préparation des cultures d'hivernage.

☛ Comparaison entre l'eau du Niger à LOSSA et l'eau d'irrigation utilisée par l'Office du Niger au MALI:

☐ Comparaison qualitative de la qualité des eaux:

A l'issue de trente ans d'irrigation sur les périmètres de l'office du Niger au Mali, de graves problèmes d'alcalinisation des sols sont apparus. L'irrigation a toujours été menée avec une eau peu minéralisée, classée comme peu dangereuse (S1) sur le diagramme de RICHARDS; nous avons vu que ce critère est insuffisant. Les eaux utilisées évoluent dans la famille alcaline carbonatée ($R1 > 0$ et $R3 > 0$). Les mécanismes d'alcalinisation sont sensiblement les mêmes qu'à LOSSA, à la différence que la précipitation de la fluorine n'a pas été décelée. Les précipitations intervenant sont principalement la calcite et une montmorillonite magnésienne (N'DIAYE, 1987).

☐ Comparaison quantitative des risques:

Les ions fluorures n'ont pas été quantifiés dans l'eau d'irrigation utilisée au Mali. Nous allons supposer que les teneurs sont négligeables dans ce milieu; L'ARC est alors égale à l'ARC+F. Il est possible de comparer les valeurs de l'ARC au Mali avec l'ARC+F au Niger. Ces deux grandeurs sont proportionnelles au "risque alcalin" contenu dans l'une et l'autre des eaux d'irrigation.

La comparaison et l'interprétation que l'on peut en faire repose sur l'hypothèse que les conditions d'exploitation sont similaires dans les deux cas et que l'alcalinisation résulte de l'évaporation de quantités d'eau similaires au sein des profils.

Les valeurs de l'ARC+F des eaux de Lossa sont représentées sur le tableau n° 20. On y a regroupé les analyses réalisées par le laboratoire INRA-ENSA des Sciences du Sol de Rennes en 1992 ainsi que deux analyses de l'eau du fleuve Niger au Mali (N'DIAYE, 1987). Les deux analyses de l'eau du fleuve données par cet auteur sont de composition très proches. On considèrera, faute d'étude spécifique sur la qualité chimique des eaux du fleuve, que ces analyses sont représentatives de la qualité de l'eau d'irrigation durant l'année.

L'ARC+F des eaux du bras mort est plus forte que celle de l'eau du fleuve Niger au Mali (0,3 meq/l). Le rapport est de 1,29 à 28,7. En moyenne le long de l'année, l'ARC+F de l'eau est 5 fois plus élevée dans le bras mort qu'au Mali.

Nous pouvons en déduire que, dans des conditions d'exploitation similaires, la vitesse d'alcalinisation sur les périmètres Nigériens sera 5 fois supérieure à ce qu'elle a été sur les terres de l'Office du Niger au Mali.

Ceci suppose bien évidemment une remontée de la nappe en subsurface provoquant à la fois une absence de drainage et une évaporation de la nappe. Une telle situation est tout à fait envisageable dans le cadre d'une ouverture massive des périmètres irrigués le long de la vallée du fleuve. Il est clair que ce petit calcul n'est qu'un exemple d'utilisation du caractère conservatif de l'Alcalinité Résiduelle Généralisée (ARG) défini par DROUBI (1976). Une étude plus spécifique sur la qualité des eaux est nécessaire pour une estimation quantitative plus précise.

Nom MALI	ARC+F = ARC	Nom - date NIGER	ARC+F
Mali 1	0,29 10 ⁻³	déc 1991	3,87 10 ⁻⁴
Mali 2	0,3 10 ⁻³	Janv 1992	5,48 10 ⁻⁴
		Fév 1992	7,16 10 ⁻⁴
		Mars 1992	1,64 10 ⁻³
		Avril 1992	3,38 10 ⁻³
		Mai 1992	6,36 10 ⁻³
		Juin 1992	8,63 10 ⁻³

Tableau n° 20 ARC et ARC+F au NIGER et au MALI (N'DIAYE, 1987).

b - Bilan des flux "alcalinisants" à l'échelle d'un casier de culture:

Une estimation rapide de l'évolution des sols à l'issue de la culture a montré une diminution de l'alcalinisation de l'ordre de 50 à 60 %. Cette diminution est due d'une part au lessivage des parcelles et d'autre part à une consommation que nous avons attribuée au fourrage. La séparation des phénomènes a été possible grâce à l'utilisation croisée de deux indicateurs, les ions sodium et l'ARC+F.

Sur un casier de culture, l'irrigation est susceptible d'alcaliniser les sols ou de les lessiver. Le bilan à l'échelle du casier permet la quantification des apports par l'irrigation, par les amendements chimiques, et d'en déduire les pertes par lessivage ou par exportations dues au fourrage.

L'ensemble du système se compose du réservoir de l'eau d'irrigation, du réservoir des eaux drainantes, du réservoir sol, du réservoir atmosphère et de la biomasse végétale (figure n° 127).

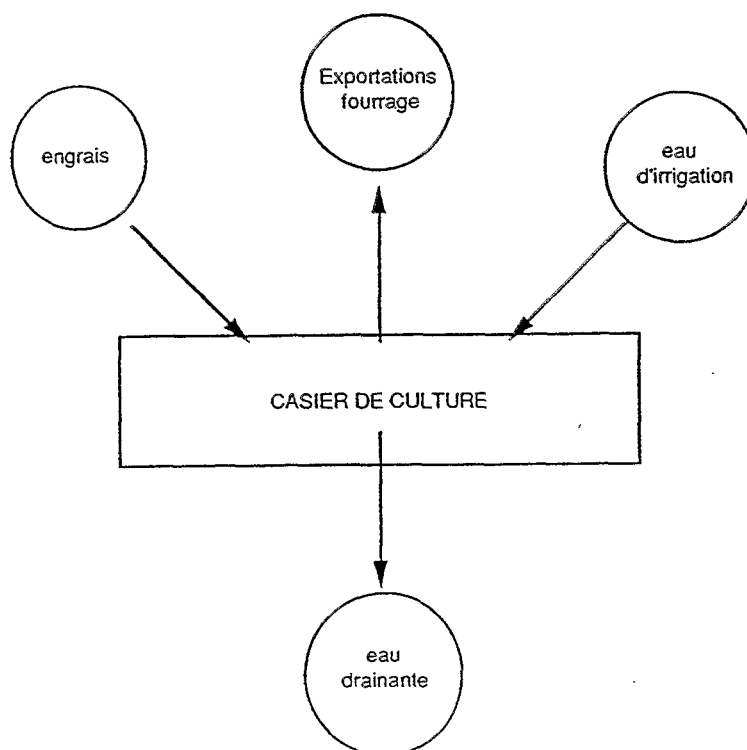


Figure n° 127: Les différents compartiments composant le système "casier de culture"

☞ Choix de l'alcalinité résiduelle:

On peut utiliser les ions sodium comme traceur en considérant comme nous l'avons vu que le contrôle de ces ions par le complexe d'échange est négligeable devant les quantités en solution. Pour mener à bien ce bilan, nous allons utiliser l'ARC+F, conservative à la fois dans l'eau d'irrigation et dans les sols. L'ARC+F et Na sont considérée dans cette étude comme un indicateur quantitatif des flux "d'agents alcalinisants" entre les compartiments du système.

☞ Apports par l'irrigation:

Chaque casier reçoit 1 m^3 d'eau à chaque irrigation. Le nombre d'irrigations menées sur les casiers durant la culture est répertorié en fonction de la date en annexe VII. La qualité de l'eau correspondant à chaque irrigation est facilement estimable du fait de l'évolution régulière des concentrations dans le bras mort de LOSSA. Un calcul des apports d'ARC+F par l'irrigation peut être mené:

$$\text{ARC+F}_{(\text{irr.})} = \sum_{i=1}^n q_i \cdot Q_i$$

Q_i = quantité d'eau apportée à chaque irrigation en l

q_i = ARC+F de l'eau d'irrigation en meq/l

La quantité d'eau apportée étant toujours la même, la formule devient:

$$\text{ARC+F}_{(\text{irr.})} = Q \sum_{i=1}^n q_i$$

Les valeurs d'ARC+F mesurées sur les analyses des eaux du bras mort, celles-ci étant prélevées vers la moitié du mois, ont été considérées comme une moyenne mensuelle. La valeur d'ARC+F du mois de novembre a été estimée égale à celle du mois de décembre; le phénomène de concentration des eaux du bras mort ne débute pas encore en novembre, du fait de l'écoulement durant la crue. La formule donne:

$$\text{ARC+F}_{(\text{irr.})} = Q \sum_{i=1}^n q_i =$$

$$1000 (12 \times 3,87 \cdot 10^{-4} + 7 \times 5,48 \cdot 10^{-4} + 6 \times 7,16 \cdot 10^{-4} + 6 \times 1,64 \cdot 10^{-3} + 7 \times 3,38 \cdot 10^{-3} + 8 \times 6,36 \cdot 10^{-3} + 8,63 \cdot 10^{-3})$$

$$= 1000 \times 0,10578 = 105,78 \approx 106 \text{ eq/casier.}$$

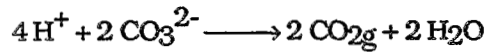
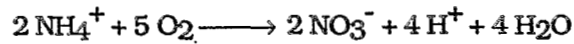
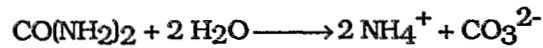
☞ Quantité d'ARC+F apportée par les engrais:

☐ Le KCl

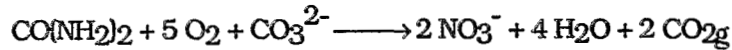
L'apport de KCl se traduit au niveau des solutions de sol par un apport équivalent de K^+ et de Cl^- . Cet apport ne modifie en rien l'alcalinité, le calcium ou les fluorures. L'ARC+F est inchangée.

□ L'urée $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$

La décomposition de l'urée dans le sol peut s'écrire:



Bilan:



Chaque mole d'urée décomposée dans le sol consomme une mole de CO_3^{2-} , soit deux équivalents d'alcalinité (en fonction de la valence de l'ion CO_3^{2-}). Cet amendement intervient dans le bilan. La fertilisation en urée de la parcelle a été de 130 unités. Cette dose correspond à 130 Kg de N. Une partie de cette quantité est perdue par évaporation après épandage. Le facteur de perte peut prendre des proportions importante. DE DATTA et BURSH (1989) ont relevé une perte induite d'azote totale de 39% par volatilisation d' NH_3 et de N_2 . Nous considérerons que cet apport correspond à un apport effectif de 100 unités. Cette estimation permet de s'affranchir des mesures de flux vers le réservoir atmosphère.

$$x = \frac{100\,000}{\text{PM}(\text{N})} = \frac{100\,000}{14} \approx 7143 \text{ Moles de N/ha.}$$

PM = poids moléculaire

soit 3571 moles d'urée/ha ou encore, pour un casier de $20,25 \text{ m}^2$:

$$\frac{3571 \times 20,25}{10000} \approx 7,23 \text{ moles d'urée par casier}$$

Ce qui correspond à 14,46 (≈ 15) eq l'alcalinité consommée par casier.

□ Le 15-15-15:

Ne connaissant pas la composition chimique totale du 15-15-15, on ne peut pas le faire entrer dans le bilan. Les apports ont été cependant suffisamment faibles pour qu'ils soient négligés.

Le bilan des apports peut se résumer à:

$$\text{ARC} + F_{\text{apportée}} = 106 - 15 = 91 \text{ eq/casier.}$$

☞ Estimation de la diminution d'alcalinité durant la même période dans le sol: Exemple du casier n°414:

Le casier n° 414 présente une alcalinisation constante avant culture. On va considérer L'ARC+F avant culture égale en moyenne à 11 meq/l sur extrait de pâte saturée (rapports pondéraux eau/sol voisins de 1/1). Cette valeur correspond à une valeur moyenne enregistrée sur le pôle alcalin de la fosse T3 (figure n° 118).

Après culture de fourrage, l'ARC+F se situe en moyenne autour de 5 meq/l sur extrait de pâte saturée. On assiste donc à une perte d'environ 6 meq/l soit 6 meq/Kg de sol. Le casier présente une surface de $20,25 \text{ m}^2$, soit pour un sol d'une épaisseur de 1,10 mètre un volume de 22 m^3 environ. La densité moyenne des sols peut être estimée à 1,75 (BARBIERO, 1990). Ces 22 m^3 représentent 39 tonnes de sol. La transformation de ce volume de sol correspond à une perte de:

$$39 \times 1000 \times 6 \cdot 10^{-3} = 234 \text{ eq/casier}$$

Les pertes en alcalinité d'un casier sous l'influence de la culture sont de:

$$234 + 91 = 325 \text{ eq/casier}$$

325 eq = pertes par lessivage + pertes par exportation par le fourrage.

e - Estimation de la quantité consommée par le fourrage:

Nous avons vu lors des chapitres précédents que les racines du fourrage se localisent dans les horizons remaniés par la macrofaune du sol. la diminution d'alcalinité supplémentaire observée dans ces horizons a été attribuée à une consommation par le fourrage. Cette consommation, qui perturbe, dans ces horizons, le caractère conservatif de l'ARC+F, peut être estimée par comparaison avec les teneurs en Na.

Sur le graphique n° 120, en retirant les points correspondant aux prélèvements effectués dans l'horizon remanié, on calcule par régression linéaire simple l'équation de la droite sur laquelle évoluent les analyses par simple lessivage. L'écart vertical à cette droite pour les autres analyses correspond à la consommation supplémentaire d'ARC+F dans les remaniements.

La moyenne des écarts est de 1,53 meq/l de solution (mesuré sur extrait de pâte saturée) soit 1,53 meq/Kg de sol. L'épaisseur de l'horizon remanié est de 50 cm, régulière sur l'ensemble du casier. Le volume concerné est de:

$$0,5 \times 20,25 = 10,125 \text{ m}^3.$$

La densité du sol au niveau de cet horizon est de 1,65. La masse de sol correspondante est:

$$10,125 \times 1,65 \approx 16,7 \text{ tonnes de sol.}$$

Soit une consommation pour ce casier de:

$$\frac{16\,700 \times 1,53}{1000} = 25,5 \text{ eq}$$

☞ Conclusion:

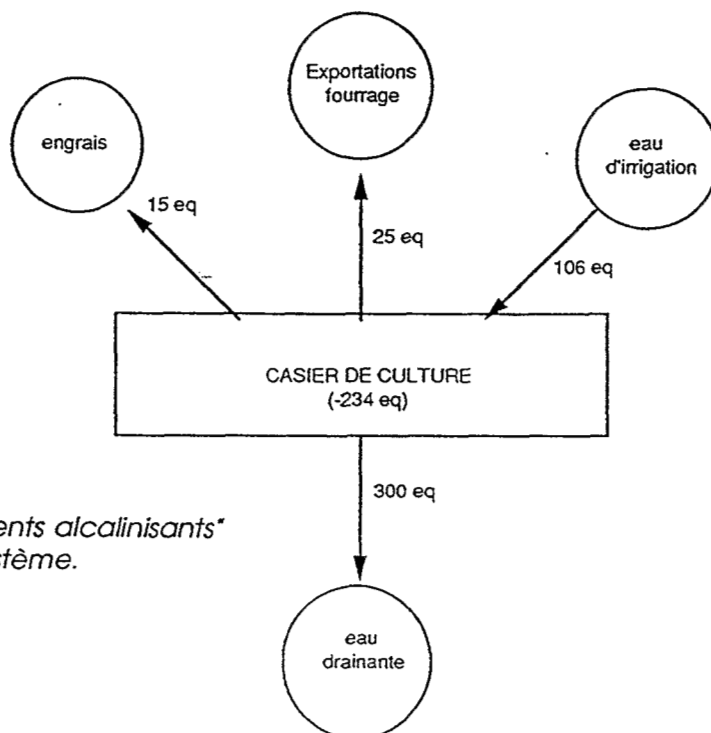


Figure n° 128: Flux d'"agents alcalinisants" (ARC+F) au sein du système.

L'ensemble des flux estimés permet par différence d'estimer les flux d'ARC+F drainé durant la culture. Celui-ci est de:

$$234 + 106 - 15 - 25 = 300 \text{ eq/casier.}$$

Le bilan est résumé sur la figure n° 128.

Ainsi, la perte enregistrée à l'échelle d'un casier de culture peut se décomposer et se quantifier comme résultant de 4 flux, dont les ordres de grandeur ont été obtenus par l'exemple de ce casier.

L'utilisation et le croisement des deux indicateurs, conservatifs sur toute la gamme de concentration mais susceptible de perdre ce caractère sous l'action de phénomènes distincts permet de détailler les flux au sein du système eau/sol/plante et laisse envisager une gestion quantitative plus fine des problèmes d'alcalinisation à l'échelle de la parcelle.

CONCLUSIONS GENERALES

Les terrasses du fleuve Niger présentent localement des sols alcalins non salés. Les propriétés physiques et chimiques de ces sols représentent un obstacle majeur pour leur utilisation en agriculture. La résistance à la pénétration est élevée et la conductivité hydraulique à saturation très faible. D'un point de vue chimique, le pH est voisin de 9,5 alors que la conductivité électrique sur pâte saturée reste modérée ($\approx 300 \mu\text{S.cm}^{-1}$). Sur les périmètres irrigués, le labour d'une telle surface engendre la formation d'une croûte très résistante, obstacle majeur à la levée des jeunes pousses.

Le but de ce travail était triple:

- ☛ comprendre l'origine, la formation, la répartition et le fonctionnement de ces sols alcalins;
- ☛ en fonction de ces données, mettre en place une expérimentation destinée à faire évoluer ces sols dans le sens d'une "désalcalinisation", à moindre coût en raison des conditions économiques du pays,
- ☛ mettre au point une méthode pertinente visant à prévoir les risques, à les quantifier et à suivre l'évolution des sols sous l'action de l'Homme, principalement sous irrigation.

1°) Connaissances acquises concernant le site d'étude:

○ Un petit bassin versant (LOSSA) a été choisi comme site d'étude pour resituer les sols alcalins dans leur environnement plus vaste. Ceci a été possible par le biais de l'étude de deux toposéquences, l'une développée sur le glacis, depuis les plateaux cuirassés qui dominent le paysage jusqu'au bas-fond, et la seconde sur matériel dunaire. La toposéquence de glacis montre que la couverture pédologique peut se décomposer en deux systèmes:

- ☛ un système d'amont caractérisé par la superposition d'horizons sableux sur une altérite prismatique argileuse. Ces deux ensembles sont séparés par une cuirasse plus ou moins démantelée;

- ☛ un système d'aval caractérisé par la présence d'un contact planique séparant un niveau supérieur sableux et des niveaux profonds sablo-argileux. On observe, sur ce système une dispersabilité moyenne à forte des éléments fins.

Le système d'aval recoupe le système d'amont, bas-glacis et bas-fond correspondent à peu de choses près au système d'aval. Tous les sols observés sur le site sont développés sur le socle, les alluvions du fleuve Niger sont présents plus bas dans le paysage, sur les terrasses suivantes.

○ L'ensemble du bassin versant présente un horizon alcalin au niveau de la frange d'altération de la roche mère. Ce phénomène, signalé par d'autres auteurs a été reproduit à partir de simulations d'altération des roches. La simulation de dissolution des minéraux primaires et de précipitation de kaolinite, calcite et silicates magnésiens permet de reproduire l'essentiel des phénomènes observés sur le terrain à cette échelle; en terme de bilan, il y a apparition d'une alcalinité, carbonatée par intervention du CO_2 du sol. Les solutions du sol qui résultent de l'altération des roches cristallines en milieu aride sont de famille alcalines carbonatées (VALLES *et al.*, 1991) et évoluent vers un faciès nettement bicarbonaté sodique par concentration. La qualité chimique de ces eaux dépend plus de la nature des précipités observés que de la composition initiale de la roche. L'augmentation du pH au niveau de la frange d'altération de la roche mère s'accompagne, sur la partie basse des glacis et dans les bas-fonds, d'un caractère de forte dispersion des argiles.

○ Le bas-fond se caractérise par une redistribution du caractère alcalin qui, soit intéresse tout le profil dans le cas des sols alcalins (SA), soit disparaît totalement dans le cas de l'unité de sols qu'ils côtoient: les sols bruns subarides (SBS). La cartographie sur le bas-fond montre que la répartition des unités de sols est concentrique. On observe un noyau alcalin (Unité SA) autour duquel se développe un anneau non alcalin (unité SBS), le tout dans un contexte général de sols à contact planique alcalins en profondeur (Unité SCP). L'étude de la transition "sols bruns subarides-sols alcalins", qui apparaît très abrupte sur le terrain permet de préciser que les sols bruns subarides progressent sur les sols alcalins en conditions naturelles.

○ Des observations du site, de l'échelle de la photographie aérienne à l'échelle microscopique permettent de proposer un modèle de formation et de fonctionnement des sols de bas-fond. Les sols alcalins et bruns subarides sont répartis au coeur d'anciennes mares localisées en amont d'une dune et d'un bourrelet de berge du fleuve Niger, qui faisaient obstacle aux écoulements. L'étude (en cours) du régime hydrologique des mares sahéniennes réalisée par DESCONNET et ses collaborateurs (1992 et 1993) et notamment la zonation de deux régimes hydrologiques opposés au sein des mares permet d'expliquer la formation de deux unités de sol séparées par une transition abrupte. On peut ainsi définir un niveau majeur de remplissage maximum de la mare et un niveau mineur correspondant au niveau tapissé d'argiles. La percolation est localisée entre le niveau majeur et le niveau mineur; la mare génère des sols bruns subarides sur son pourtour. Par détention d'eau sous le niveau mineur, l'évaporation devient très supérieure à l'infiltration; il y a alors formation de sols alcalins au coeur de la mare. En terme de bilan, l'action combinée de l'altération de la roche mère et de l'évaporation des eaux de ruissellement localisée au coeur de la mare provoque une alcalinisation des profils par précipitation de calcite, de fluorine, et de silicates magnésiens. Cette alcalinisation intéresse alors tout le profil.

○ Le cadre qui a généré la formation des sols alcalins et les sols bruns subarides a disparu du fait de l'ouverture du bassin versant sur la basse terrasse alluviale; la mare ne se forme plus. Cette ouverture n'a pu être datée précisément, elle est postérieure à l'Erg récent (12 000 ans). Il demeure une juxtaposition de deux unités de sols qui tendent vers un nouvel équilibre. Le noyau alcalin est progressivement "rongé" par le développement vertical de squelettes et la progression du front de transformation des sols alcalins en sols bruns subarides. Cette évolution est lente en raison des faibles circulations d'eau au travers des profils, l'eau étant le seul vecteur de l'évolution.

○ L'ouverture d'un périmètre irrigué sur cette zone (en fonction depuis 1979) est un atout pour accélérer la mise à l'équilibre des sols et la régression du noyau alcalin. Une culture d'un fourrage local (le *Bourgou*) à forte production de biomasse, présentant un système racinaire fasciculé puissant, cultivé en submersion durant 7 mois avec l'eau d'un bras du fleuve, et maintenu jusqu'à un an sur la parcelle avec contribution des pluies d'hivernage, permet de faire régresser significativement l'alcalinisation. Cette diminution de l'alcalinisation, quantifiée par le biais de paramètres algébriques conservatifs est estimée à 50-60 % sur les sols initialement très alcalins. L'utilisation croisée de deux paramètres conservatifs permet de montrer que cette évolution se fait par un lessivage généralisé auquel vient se sur-ajouter un phénomène de consommation supplémentaire d'alcalinité au niveau de la frange d'altération de la roche mère.

Le lessivage est causé par l'irrigation massive des parcelles alors que La consommation supplémentaire d'alcalinité a été attribuée au fonctionnement du fourrage. Elle se localise essentiellement dans un horizon biologique, né de remaniements par des vers de terre. Ce niveau particulier est riche en matière organique, du fait de la présence de nombreuses bactéries calcifiées formant un niveau calcaire. Les remaniements génèrent un milieu moins compact, plus poreux, qui a été colonisé par les racines du fourrage, nombreuses et fines.

2°) Extension des résultats, représentativité du site étudié:

Le site de LOSSA présente exclusivement des sols développés sur socle dans la partie étudiée. Nous avons vu que le socle n'est pas responsable de la formation des sols alcalins de bas-fond mais qu'il y contribue. Des études pédologiques et d'aptitude à l'irrigation des sols, réalisées à l'échelle des aménagements hydro-agricoles, soulignent la fréquence des sols alcalins sur les bas-fonds des bassins versants. Les cartographies menées sur les périmètres irrigués aménagés plus en aval du paysage, sur les terrasses alluviales, présentent également des sols alcalins en forte proportion (FEAU, 1976, GUERO, 1987, BOZZA et BOYER, 1988). A SONA, par exemple, on peut observer sur les photographies aériennes à basse altitude, une concentration des sols alcalins, alignés parallèlement au bourrelet de berge du fleuve, en amont de celui-ci. Les limites sont, là encore, très abruptes (BARBIERO, 1990). On peut donc envisager au même titre qu'à LOSSA, un effet barrière du bourrelet de berge jouant sur la formation de ces sols. L'étude des caractéristiques chimiques des solutions de ces sols montre qu'elles sont de la même famille chimique et qu'elles évoluent dans la même voie que les solutions des sols développés sur socle. La concentration des solutions évolue sensiblement dans la même fourchette que sur le site de LOSSA (BARBIERO, 1990). L'attribution des caractéristiques chimiques des solutions semble donc marquée par l'environnement régional.

Les études à plus petite échelle le long de la vallée du moyen Niger, telles celle menée par GUERO (1987) sont des préalables indispensables pour la généralisation de résultats acquis sur des sites particuliers comme LOSSA.

3°) Réflexions sur la méthode d'investigation:

a - remise en perspective des sols de bas-fond:

La vision des sols dans un environnement plus vaste, telle qu'elle a été présentée en première partie de l'ouvrage, apparaît, à plusieurs titres, indispensable à la compréhension de la formation des sols de bas-fond.

□ L'observation des photographies aériennes a permis de déceler la présence d'anciennes mares sur le bas-fond. Cette vision plus générale des sols au travers de deux toposéquences permet également de comprendre l'originalité du bas-fond par rapport au bas-glacis. Les points de repère ne sont plus posés sur des profils, mais sur des systèmes. On parlera alors de l'originalité du système de bas fond par rapport au système de bas glacis. En l'occurrence, cette originalité résulte ici dans la redistribution de l'alcalinisation dans le bas-fond.

□ Cette approche et les observations réalisées à cette échelle ont entraîné la recherche d'autres arguments, convergeant vers l'idée de la présence d'une mare. Les observations micromorphologiques ont permis de recouper cette hypothèse. Cette démarche a également orienté le travail vers la compréhension de la redistribution de l'alcalinisation.

□ La vision plus vaste permet encore de resituer les toposéquences dans un modèle résultant d'investigations à une échelle plus petite. Elle fonctionne en double jeu:

☞ renforcer l'interprétation chronologique de faits de répartition géographique établi par GAVAUD (1977);

☞ resituer les sols eux mêmes dans un ensemble beaucoup plus vaste d'investigation: le Niger méridional.

b - Localisation précise des observations et analyses:

La démarche utilisée pour l'étude des sols de bas-fond a consisté à référencier avec précision les observations et analyses à différentes échelles. Ceci permet de superposer les caractéristiques physiques et chimiques du sol, d'en constater les correspondances et les variabilités. Ce travail, réalisé à des échelles successives et emboîtées les unes dans les autres, permet de localiser les zones favorables pour l'étude plus fine à chaque étape.

□ A l'échelle de la parcelle (1 hectare) ceci a permis de déterminer:

- ☛ les correspondances entre une série de caractéristiques chimiques et physiques des sols;
- ☛ de comprendre la répartition de ces caractéristiques;
- ☛ de déterminer le meilleur indicateur pour étendre les résultats à une partie du périmètre (15 hectares).

□ Dans notre étude, le repère spatial des données permet de positionner avec précision la tranche destinée à servir de support pour une étude fine du contact "sols bruns subarides-sols alcalins". Lors de l'étude fine de cette transition, la superposition des traits morphologiques et géochimiques du sol permet:

- ☛ d'établir avec précision les lieux préférentiels de contact et de changement de caractéristiques (macro-structuration);
- ☛ de mettre en évidence un décalage dans la transition entre les caractéristiques morphologiques et géochimiques des sols.

Cette observation, soulignant un front de transformation, entraîne la recherche du sens de progression de ce front.

□ Le repérage précis des analyses sur les profils permet également, lors de la caractérisation finale du terrain, d'attribuer la consommation supplémentaire d'alcalinité décelée aux phénomènes biologiques, eux même bien localisés sur les profils. Cette observation souligne le rôle fondamental de l'activité biologique dans le milieu et incite alors à mieux comprendre le fonctionnement général du sol sous action anthropique.

□ Pour un suivi de l'évolution de l'alcalinisation sous l'action de l'homme, la spatialisation des mesures est un outil indispensable à la caractérisation initiale des parcelles.

c - Introduction d'éléments mineurs dans l'étude purement géochimique.

La technique de chromatographie ionique permet de visualiser tous les éléments présents dans les échantillons. Cela a permis de mettre en évidence des quantités non négligeables de fluorures dans les eaux du sol. D'un autre côté, la quantification de tous les éléments décelables, y compris les anions organiques, permet d'estimer avec une précision acceptable l'alcalinité carbonatée des quelques 5 à 10 ml de solutions recueillis.

□ Cette technique nous a permis de renouveler la connaissance des mécanismes d'alcalinisation des bas-fonds sahéliens, notamment de souligner la précipitation de la fluorine, même pour de faibles forces ioniques.

□ Elle permet également d'affiner les outils utilisés par la suite pour la quantification des phénomènes. La comparaison entre les figures n° 126 a et b souligne l'écart qui aurait été obtenu dans l'estimation des outils de quantification, en absence de dosage des ions fluorures. Ceci permet à terme:

- ▣ de faire la part entre lessivage de la parcelle et consommation supplémentaire d'alcalinité;
- ▣ d'estimer quantitativement les flux d'"agents alcalinisants" (dans notre cas ARC+F) au sein d'un casier de culture

BIBLIOGRAPHIE

- ABU SHARAR (T.M.), BINGHAM (F.T.) & RHOADES (J.D.), 1987 - Reduction in hydraulic conductivity in relation to clay dispersion and disaggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 342-346.
- AGASSI (M.), MORIN (S.) ET SHAINBERG (I.), 1985 - Effect of raindrop impact energy and water salinity on infiltration rate of sodic soils. *Soils Sc. Soc. Am.J.*, vol 49, 186-190.
- ALPEROVITCH (N.) et DAN (J.), 1973 - Chemical and geomorphological comparison of two types of loessical crusts in the central Negev (Israel). *Isr. J. Agr. Res.* 23 (1): 13-16, 2 tabl., 3 photos, 11 ref.
- ALZOUMA (K.), 1982: Etude pétrologique de la série sédimentaire du bassin de Malbaza (République du Niger). Thèse. Doct. Spec., Univ. ORLEANS et NIAMEY, 159 p.
- AMBOUTA (K.J.M.), 1984 - Contribution à l'étude édaphologique de la brousse tigrée. Thèse doc. Ing. Univ. Nancy II, 113 p.
- AMRHEIN (C.) et SUAREZ (D.L.), 1986 - Factors affecting the dissolution kinetics of anorthite. Report for 1985-1986, USSL.
- AMRHEIN (C.) et SUAREZ (D.L.), 1986 - The use of a surface complexation model to describe ligand enhanced anorthite dissolution. Report for 1985-1986, USSL.
- ANALY QUID, 1987 - La chromatographie ionique. *Service Recherches Analytiques* n° 4, Avril 87.
- ANDERSON (J.L.) et BOUMA (J.), 1973 - Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an argillic horizon. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* vol 37, 408-413.
- AUBERT (G.), 1988: Observations sur les sols des secteurs de développement agricoles de SONA et LOSSA, rapport préliminaire ORSTOM, 7 p., *multigr.*
- AUDRY (P.), 1973 - Perméabilité, méthode Müntz, *Dynam. act.*, fiche technique, Juillet 1973.
- AUQUE (L.), 1993 - Estudios se Sistemas Geotermiales en Aragón. Pautas de especiación y reacción aplicadas a la modelización de sistemas de baja-media entalpia. Thèse Doc. Univ. Zaragoza, 509 p.
- BAIZE (D.), 1983 - Les planosols de champagne humide - Pédogénèse et fonctionnement. Thèse Univ. de Nancy I, UER STMCM, 286 p.
- BARBIERO (L.), 1990: Contribution à l'amélioration foncière des terrasses du fleuve Niger - République du Niger. Mémoire D.A.A. E.N.S.A. de Toulouse, 83 p + annexes, *multigr.*
- BEEK (C.G.E. VAN) et BREEMEN (N. VAN), 1973 - The alkalinity of alcali soils. *J. Soil. Sci.*, 24 (1): 129-136.
- BERTRAND (R.), 1981 - Sols salsodiques et cultures irriguées avec des eaux salines. Rapport IRAT. *multigr.*
- BILLOT (J. F.), 1982 - Les applications agronomiques de la pénétrométrie à l'étude de la structure des sols travaillés. *Sci. du sol*, (3), 187-202.
- BLANCHART (E.), 1990 - Rôle des vers de terre dans la formation et la conservation de la structure des sols de la savanne de Lamto (Cote d'Ivoire). Th. doc. Univ. Rennes I, 263 p.

BOUDOURESQUE (L.), DUBOIS (D.), LANG (J.), TRICHET (J.), 1982 - Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iulienmeden au Crétacé Supérieur et au Cénozoïque (Niger, Mali, Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. Géol. France*, XXIV, n°4: 685-695.

BOULET (R.), 1978 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta - Equilibres et déséquilibres pédobioclimatiques. *Mém. ORSTOM* n° 85, 267 p.

BOULET (R.) & SANTOS DE NACIMENTO (N.), 1992 - Rapport de mission au NIGER. rapport Centre ORSTOM de Niamey, 13 p. *multigr.*

BOUMA (J.), 1982 - Measuring the hydraulic conductivity of soil horizon with continuous macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46 438-441.

BOURRIE (G.), 1976 - Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO₂ dans les eaux naturelles. *Science du Sol*, 3: 141 - 159.

BOURRIE (G.) & LELONG (F.), 1990 - Formalization of proton balances in elementary basins based upon the alkalinity concept and graph properties. *Hydrology in mountainous Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle* (Proceeding of two Lausanne Symposia, August 1990). *I.A.H.S. Publ.* n°193, 703 - 712.

BOZZA (J.L.) et BOYER (G.), 1988: Mise en valeur hydro-agricole des terrasses du fleuve Niger, Bilan de deux premières années d'expérimentation-développement, Septembre 85 - Novembre 87 - Rapport O.N.A.H.A./F.A.C., *multigr.*

BREWER (R.), 1964 - Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley & Sons, New York, London, Sydney, 470 p.

CASENAVE (A.) & VALENTIN (C.), 1989 - Les états de surface en zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. *ORSTOM ed.*, 229 p.

CASTANIER (S.), 1987 - Microbiogéologie: processus et modalités de la carbonatogénèse bactérienne. Th. Doc. es Science Univ. Nantes, 541 p.

CASTANIER (S.), MAURIN (A.) & PERTHUISOT (J.P.), 1988 - Les cugnites: Carbonates amorphes de Ca et Mg précurseur possibles de la dolomite. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, série II, 1231 - 1235.

CASTANIER (S.), MAURIN (A.) & PERTHUISOT (J.P.), 1990 - A trial to get dolomite in freshwater. *Géobios* n°23, 1, 121 - 128.

CHAFETZ (H.S.) & BUCZYNSKI (C.), 1992 - Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, Vol.7, 277 - 293.

CHARLOT (G.), 1961 - Dosages colorimétriques des éléments minéraux. Principes et méthodes, deuxième édition, 369 p. Masson, Paris.

CHATELIN (Y.), 1974 - Les sols ferralitiques - tome III - L'altération. *Initiations-Documentations techniques* n°24, ORSTOM, Paris. 143 p.

CHERBUY (B.), 1991 - Les sols salés et leur réhabilitation. Etude bibliographique: 1 - localisation des sols salés et mécanismes de salinisation. 2 - Réhabilitation des sols salsodiques. Rapport CEMAGREF Anthony, div. drainage/ENSA de Rennes, 124 p. + annexes.

CHERNET (T.) et TRAVI (Y.), 1993 - Preliminary observations concerning the genesis of high fluoride contents in the Ethiopian Rift. in THORWEIHE (U.) & SCHANDELMEIER (H.) - Geoscientific Research in the Northeast Africa. Balkema, Rotterdam, 651 - 655.

- CHEVALLIER (A.) 1900 - Une nouvelle plante à sucre de l'Afrique française centrale. *Assoc. Fr. Av. Sci.* n° 2, 642 - 656.
- CHEVERRY (C.), 1972 - Exemples d'application des travaux de l'"U.S. Salinity Laboratory" (1963-1968) sur l'alcalinisation de sols soumis à l'action d'eaux bicarbonatées. *Cah. ORSTOM*, ser. Pédol., X, 2, 193 - 203.
- CHEVERRY (C.), 1974 - Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad - Dynamique des sels en milieu continental subaride dans les sédiments argileux et organiques. Th. doc. es Sci. Strasbourg - ORSTOM - 257 p.
- CRABBE (C.) 1984 - La régénération des bourgoutières (pâturage aquatique à *Echinochloa stagnina* P. BEAUV.) en zone lacustre au Mali. Mém. Trav. Fin Etud., Fac. Sci. Agron. Gembloux, 126 p.
- DAOUD (Y.), 1993 - Contribution à l'étude des sols des plaines du Cheliff. Le phénomène de salinisation, conséquences sur les propriétés physiques des sols argileux. Thèse de doc. en Sci. agron., univ d'El Harrach-Alger, 233 p.
- DATTA (DE, S.K.) & BURSH (R.J.), 1987 - Integrated nitrogen management in irrigated rice advances. *Soil Sc.* 143 (6), 410 - 418.
- DAVAINE (J.J.), 1980 - Les croûtes silico-fluorées mésozoïques du bazois, description et modèle d'évolution. in SAMANA (J.C.) - Les paléosurfaces et leur métallogénèse. *Mém. BRGM n° 104*, 211 - 300.
- DELMAS (A.B.), BERRIER (J.) et CHAMAYOU (H.), 1987 - Les figures de corrosion de la calcite - Typologie et séquences évolutives. *Micromorphologie des sols - Soil micromorphology*. FEODOROFF (N.), BRESSON (L.M.) et COURTY (M.A.) (Eds). A.F.E.S., Plaisir, FRANCE.
- DESCONNETS (J.C.), TAUPIN (J.D.), ESTEVES (M.), GREARD (M.), KONG (J.) et LEBEL (T.), 1992 - Etude des systèmes endoréiques en milieu sahélien. Rapport de campagne et premiers résultats. ORSTOM-HAPEX-SAHÉL. Niamey, 25 p.
- DESCONNETS (J.C.), TAUPIN (J.D.) et LEBEL (T.), 1993 - Le rôle des mares dans le bilan hydrologique d'une région sahélienne. Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales. Proceeding of the Yokohama symposium, juillet 1993, *AIHS public*. n° 212, 299-311.
- DOSSO (M.), 1980 - Géochimie des sols salés et des eaux d'irrigation . Aménagement de la basse vallée de l'Euphrate en Syrie. Thèse de doct. ing., INP TOULOUSE, 181 p.
- DUBOIS (D.), 1979 - Etude géologique des formations oolithiques ferrugineuses du bassin des Iullenmeden (Niger). Thèse de 3^e cycle, universités de Niamey et Orléans, 123 p.
- DUBOIS (D.), ICOLE (M.) & TRICHET (J.), 1984: Evolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (République du Niger) - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t.XXVI, n°6 p. 1305-1318.
- DROUBI (A. Al.), 1976 - Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Mém. Sc. Géol.* n° 46.
- DROUBI (A. Al.), 1980 - Generalised residual alkalinity concept: application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *Am. J. Sci.*, 280, 560-572.
- EATON (F.M.), 1950 - Significance of carbonates in irrigation waters. *Soil Sci.*, 69: 123 - 133.
- EISMA (C.J.), 1978 - Carte pédologique de l'aménagement de Lossa. INRAN-Niamey.

FAIVRE (P.), 1988 - Lessivage et planosolisation dans les séquences de sols caractéristiques des milieux intrandins de Colombie (Amérique du Sud). Thèse doc. es Sciences, Univ. Nancy, 551 p.

FAO, 1972 - La salinité. Séminaire de Bagdad. *Bull. Irrigation et drainage* n°7, 272 p.

FAO, 1976 - La qualité des eaux en agriculture. *Bull. Irrigation et drainage* n°29, 81 p.

FAO, 1985 - Water quality for agriculture. *Bull. Irrigation and drainage paper* n°29 rev 1, 173p.

FEAU (C.), 1976 - Etude pédologique des périmètres de Sona et Lossa. Rapport INRAN/GERDAT, *multigr.*

FONTAINE (C.), 1992 - Analyses de solutions aqueuses par potentiométrie et chromatographie ionique. Rapport IUT de Rennes, département chimie. 16 pages + annexes.

FRANCOIS (J.), RIVAS (A.) & COMPERE (R.), 1989 - Le pâturage semi-aquatique à *Echinochloa stagnina* (RETZ.) BEAUV. Etude approfondie de la plante "bourgou" et des bourgoutières situées en zone lacustre du Mali. *Bull. Rech. Agron. Gembloux*, 24 (2), 145 - 189.

FRENKEL (H.), GOERTZEN (J.O.) & RHOADES (J.D.), 1978 - Effect of clay Type and contents exchangeable sodium percentage and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42 (1), 32 - 39.

FRITSCH (E.), PETERSCHMITT (E.), HERBILLON (A.J.), 1992 - A structural approach to the regolith: identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. *Sci. Géol., Bull.* 45, 77 - 97.

FRITZ (B.), 1975 - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Mémoire des Sciences Géologiques* n°41, 163 p.

FRITZ (B.) et TARDY (Y.), 1974 - Predictions of mineralogical sequences in tropical soils by a theoretical dissolution model. In First water-Rock Interaction International proceedings, Prague.

GAC (J.Y.), 1979 - Géochimie du bassin du lac Tchad - Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Th. Doc. es Science, ULP Strasbourg, 249 p.

GAC (J.Y.), DROUBI (A.), FRITZ (B.) & TARDY (Y.), 1977 - Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chemical Geology*, 19: 215-228.

GAC (J.Y.), BADAUT (D.), DROUBI (A.) & TARDY (Y.), 1977 - Comportement du calcium, du magnésium et de la silice en solution. Précipitation de calcite magnésienne, de silice amorphe et de silicates magnésiens au cours de l'évaporation des eaux du Chari (Tchad). *Sci. Géol., Bull.*, 31, 4, p. 185-193.

GALLALI (T.), 1980 - Transferts sels-matière organique en zones arides méditerranéennes. Th. Doc. Sc. Université de Nancy I, 202 p.

GAVAUD (M.), 1965 - Etude pédologique du Niger occidental. ORSTOM, Dakar, 2 t., 513 p.

GAVAUD (M.) & BOULET (R.), 1967 - Carte pédologique de reconnaissance de la république du Niger. feuille de Niamey. doc. ORSTOM, centre de recherche pédologique de Hann-Dakar.

GAVAUD (M.), 1977: Les grands traits de la pédogénèse au Niger méridional. *Trav. doc. O.R.S.T.O.M.*, n° 76, 102 p.

GONZALEZ-BARRIOS (J.L.), 1992 - Eau d'irrigation et salinité des sols en zone aride mexicaine. Exemple de la "Comarca Lagunera". Th. Doct. de l'Université de (Montpellier II) Sciences et Techniques du Languedoc. 316 p.

GRAN (G.), 1952 - Determination of the equivalence point in potentiometric titrations. Part II. *Analyst*, 77, 661 - 671.

GREIGERT (J.), 1963 - Etude hydrogéologique de la vallée du Dallol Bosso. Rapport SOGETHA, Ministère de l'économie rurale, 83 p.

GREIGERT (J.), 1966 - Description des formations Crétacées et Tertiaires du bassin des IULLEMMEDEN (Afrique occidentale). *Publ. Dir. Min. et Géol.*, Rép. du Niger, n°2, 234 p.

GRIFFITHS (J.F.), 1972 - Climates of Africa. *World survey of climatology*, vol. 10, Elsevier Publish. Comp., Amsterdam, 599 p.

GUEDDARI (M.), 1984 - Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales. Etude du lac Natron en Tanzanie et du Chott el Jerid en Tunisie. *Mémoire des Sciences Géologiques* n° 76, 143 p.

GUERO (Y.), 1987 - Organisation et propriétés fonctionnelles des sols de la vallée du moyen Niger. Thèse de 3^{ème} cycle des universités de Niamey et Tunis, 233 p.

GUILLOBEZ (S.), 1989 - Variation du pH et du bilan des ions majeurs - Conduite de la riziculture aquatique dans les sols à fort déséquilibre ionique. *L'agronomie tropicale*, 44 (1), 3 - 12.

HALLAIRE (V.) & COINTEPAS (J.P.), 1993 - Caractérisation de la macroporosité d'un verger par analyse d'image. *Agronomie*, 13, 155 - 164.

HELGESON (HC), 1969 - Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressure. *Amer. J. Sci.*, 267, 724-804.

HELGESON (HC), JONES (J.A.), MUNDT (T.), BROWN (T.H.), NIGRINI (A.), LEEPER (R.H.) & KIRKHAM (D.H.), 1971 - PATH 1 and data bank PATDAT, program n°1000. Comp. library H.G. HELGESON, U.C. Berkeley, U.S.A.

HELGESON (H.C.), DELANY (J.M.), NESBITT (H.W.) & BIRD (D.K.), 1978 - Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, 278-A, 229 p.

HENIN (S.), GRAS (R.) et MONNIER (G.), 1969 - Le profil cultural, l'état physique du sol et ses conséquences agronomiques. Masson et Cie (édit.). Paris. 332 p.

HOPKINS (D.M.), 1977 - An improved ion-selective electrode method for the rapid determination of fluorine in rock and soils. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, 5, 589-593.

I.G.N., 1964 - Carte de l'Afrique de l'Ouest au 1/50.000 (type Outre-Mer) Feuille ND - 31 - VIII - Gothèye 4c.

JANICOT (S.), 1990 - Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulation quasi stationnaire durant la phase de transition climatique. Thèse doc. Paris VI, synthèse 180 p. + annexes.

JEAMBRUN (M.) et MACHENS (E.), 1962 - Prospection générale du LIPTAKO (République du Niger). Bur. Rech. Géol. Min., rapport 63 A, DAKAR, *multigr.*

KHARAKA (Y.K.) et BARNES (I.), 1973 - SOLMNEQ: Solution-Mineral Equilibrium Computations. U.S. Dept. of the Interior, Geol. Surv. Computer Contribution, report n° USGS-WRD-73-002.

- KLAPPA (C.F.), 1980 - Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629.
- LAFON (G.M.), 1990 - Reversed equilibrium solubility of a high-magnesium calcite. in SPENCER (R.J.) & I-MING CHOU - Fluid mineral interactions: A Tribute to H.P. EUGSTER, *The Geochemical Society*, Special Publication N° 2, 23 - 40.
- LAINE (F.) 1987 - Un programme Vétérinaire Sans Frontières: la régénération de «Bourgoutières» dans le cercle de Tombouctou. Thèse Doct. Vétérinaire, Ecole Nationale Vét. Lyon, 127 p.
- LAMOTTE (M.), 1993 - Les sols sableux à forte cohésion des zone tropicales arides - Etude du Hardé Lagadé au Nord-Cameroun. Th. Doc. Paris VI, 315 p.
- LANG (J.), KOGBE (C.), ALIDOU (S.), ALZOUMA (K.), DUBOIS (D.), HOUSSOU (A.) & TRICHET (J.), 1986 - Le sidérolithique du tertiaire ouest africain et le concept de Continental Terminal. Bull. Soc. Géol. France, 8, II: n°4: 605-622.
- LARAQUE (A.), 1991 - Comportements hydrochimiques des acides du nordeste brésilien semi-aride. Evolutions et prévision pour un usage en irrigation. Th. Doct. Université de (Montpellier II) Sciences et Techniques du Languedoc. 400 p.
- LAUREN (J.G.), WAGENET (R.J.), BOUMA (J.) et WÖSTEN (J.H.M.), 1988 - Variability of saturated hydraulic conductivity in a glossaic hapludalf with macropores. *Soil Sci.* Vol 145 n° 1, 20-28.
- LAVELLE (P.), 1983 - The soil fauna of tropical savannas. II. The earthworms. In BOURLIERE (F.) (Ed.) *Tropical Savannas*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. The Netherlands: 485 - 504.
- LEFEVRE (M.), 1988 - Alcalinisation physiologique des solutions nutritives par le sorgho et le lupin. DEA INP Toulouse, 85 p.
- LEPAGE (M.), 1992 - Rapport de mission - Côte d'Ivoire, Burkina faso et Niger du 8 juillet au 1er Août 1992. Rapport E.N.S., 13 p. *multigr.*
- LEPRUN (J.C.), 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Génèse-Transformation-Dégradation. *Mémoire des Sciences Géologiques* n°58, 224 p.
- LEROUX (M.), 1983 - Le climat de l'Afrique tropicale. Ed H Champion/ M. Slatkine, Paris/Genève, Tome 1: 636 p., 349 fig, Tome 2: notice et Atlas, 250 cartes.
- LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL, 1983 - L'Afrique de l'Ouest: Introduction géologique et termes stratigraphiques. Nouvelle série n°1, Fabre éd, Pergamon Press, 386 p.
- LINDSAY (W.L.), 1979 - Chemical equilibria in soils. Wiley-interscience publication, New York, 449 p.
- LOYER (J.Y.), 1989 - Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal - Caractérisation, distribution et évolution sous culture. *Collection Etude et thèses*, ORSTOM, 137 p.
- MACHENS (E.), 1964 - Carte géologique du NIGER Occidental. éch. 1/200.000^e.
- MACHENS (E.), 1967 - Notice explicative de la carte géologique du Niger occidental à l'échelle du 1/200 000. Ministère des travaux publics, des transports, des mines et de l'urbanisme de la république du Niger, Ed. du BRGM, 36 p.
- MAGLIONE (G.), 1976 - Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. *Trav. Doc. ORSTOM*, n° 50, 335 p.

MAIGNIEN (R.), 1958: Le cuirassement des sols en Afrique tropicale de l'Ouest. Thèse, Strasbourg. *Mémoires de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, n°16, 239 p.

MARLET (S.), 1990: Note sur les sols des terrasses du fleuve Niger - Rapport I.N.R.A.N./I.R.A.T., *multigr.*

MOREL (R), 1992 - Atlas agroclimatique des pays de la zone du CILSS. 11 vol. Tome 1: notice, 162 p. Tomes 2 à 8: données brutes. Tomes 9 à 11: cartes. Coop. Française, CILSS, PNUD, OMM.

NAHON (D.), 1976 - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. *Mémoire des Sciences Géologiques* n° 44, 232 p.

NAUMOV (C.B.), RYZHENKO (B.N.) & KHODAKOSSKY (T.L.), 1971 - Thermodynamic data atlas (en Russe). Atomizdat, Moscou, 239 p.

N'DIAYE (M.K.), 1987 - Evaluation de la fertilité des sols à l'office du Niger (MALI) - Contribution à la recherche des causes et origines de la dégradation des sols dans le Kouroumari. Th. Doc. Ing. INP TOULOUSE, 133 p.

PENNING de VRIES (F.W.T.) & DJITEYE (M.A.), 1982 - La productivité des pâturages sahéliens. Une étude des sols, des végétations et de l'exploitation de cette ressource traditionnelle. PUODOC, Wageningen, 525 p.

PERTHUISOT (J.P.), CASTANIER (S.) & MAURIN (A.), 1990 - La huntite ($\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$) de la sebkha el Melah (Zarzis, Tunisie). Un exemple de microbiodiagenèse carbonatogène. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, VI, n°4, 657 - 666.

PLAZIAT (J.C.), 1971 - Racines ou terriers? Critères de distinction à partir de quelques exemples du Tertiaire continental et littoral du Bassin de Paris et du Midi de la France. Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr. sér.7*, 13, 195-203.

POUESSEL (F.), 1989: Etude des sols sodique des terrasses du fleuve Niger - Périmètres de LOSSA et SONA - Rapport de stage E.N.S.A. de TOULOUSE., 50 p. *multigr.*

RETZIUS (A.J.) 1789 - Fasciculus Observatorium botanicum. (5). Siegfried Lebrecht (cité par SEGUIN, 1986).

RHOADES (J.D.), 1971 - Quality of water for irrigation. *Soil Science*, vol. 113, n° 4, 227 - 284.

RIBOLZI (O.), VALLES (V.) et BARBIERO (L.), 1993 - Contrôle géochimique des eaux par la formation de calcite en milieu méditerranéen et en milieu tropical. Arguments d'équilibre et arguments de bilan. *Science du sol.*, 31, 1/2, 77 - 95.

RICHARDS (L.A.), 1954 - Diagnosis and improvement of Saline and Alkali soils. US Agric. Handbook, n° 60, USDA, Washington, VIII, 160 p.

RIEU (M.), 1980-81. Sodium Adsorption Ratio et estimation du pouvoir alcalinisant des eaux. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. XVIII, n°2, 123 - 128.

RIEU (M.), 1983 - Simulation numérique des flux hydriques et prédiction de la salinité dans les sols. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, 13, 161 p.

RIVAS (A.), DARDENNE (P.), BISTON (R.) & COMPERE (R.), 1987 - Evaluation alimentaire du Bourgou (*Echinochloa stagnina* (RETZ.) P. BEAUV.) par la spectrométrie de réflexion dans l'infra-rouge proche. Document WIP, München, 15 p.

SCATCHARD (G.), 1936 - Concentrated solutions of strong electrolytes. *Chem. Res.*, 19, p.309.

- SEGALEN (P.), 1964 - Le fer dans les sols. *Initiations - documentations techniques*. Edit. ORSTOM, 150 p.
- SEGUIN (A.), 1986 - Contribution à l'étude du Bourgou (*Echinochloa stagnina*). Thèse doct. Vétérinaire, Ecole Nationale Vét. Nantes, 109 p.
- SHAINBERG (I.) & LETEY (J.), 1984 - Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*, vol. 52 n°2, 53 p.
- STUMM (W) & MORGAN (J.J.), 1970 - Aquatic chemistry - An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. Wiley Interscience, New York, 583 p.
- SUAREZ (D.L.), RHOADES (J.D.), LAVADO (R.) & GRIEVE (C.M.), 1984 - Effect of pH on saturated Hydraulic Conductivity and soil dispersion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 50 - 55.
- TARDY (Y.) & FRITZ (B.), 1981 - An ideal solid solution model for calculating solubility of clay minerals. *Clay Miner.*, 16, p. 361-373.
- TAUPIN (J.D.), 1990 - Evaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahélien, et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du moyen Niger). Th. Doc. Univ. Paris XI, 172 p.
- TESSIER (D.) & BERRIER (J.), 1979 - Utilisation de la microscopie à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF. *Sciences du sol* n° 1, 67 - 82.
- TOULON (V.), CENTENAC (H.), THIBAUD (J.B.), SOLER (A.), CLARKSON (D.) & GRIGNON (C.), 1989 - Effect of HCO_3^- concentration in the absorption solution on the energetic coupling of H^+ -cotransports in corn roots. *Planta*, 179, 235 - 241.
- TRAVI (Y.), 1988 - Hydrogéochimie et hydrologie isotopique des aquifères fluorurés du bassin du Sénégal. Origine et conditions de transport du Fluor dans les eaux souterraines. Th. Doc. es Sciences, Univ. Paris Sud, Orsay, 229 p.
- URVOY (Y.), 1942 - Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléogéographie. *Mémoire de l'IFAN* n°4, 139 p.
- VALENTIN (C.), 1981 - Organisations Pelliculaires Superficielles de quelques Sols de Region Subdésertique (Agadez - République du Niger) - Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Th. Doct. 3° c. Université de Paris VII. 230 p.
- VALLES (V.), 1987 - Etude et modélisation des transferts d'eau et de sel dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation. *Mém. Sci. Géol.* n° 79, 148 p.
- VALLES (V.), 1989 - Compte rendu de mission au Niger - 21 Août-1er Septembre 1989 - Rapport E.N.S.A. de TOULOUSE, *multigr.*
- VALLES (V.), VALLES (A.M.), DOSSO (M.), 1982 - Méthodes actuelles d'étude des problèmes de salinité liés à l'irrigation. *Publication ORSTOM*, Tunis, 72 p.
- VALLES (V.), VALLES (A.M.), DOSSO (M.), 1983 - Irrigation des sols salés et doses de lessivage. *Cah. ORSTOM*, série Pédol., vol. XX, n°2, 119 - 127.
- VALLES (V.), BERTRAND (R), BOURGEAT (F.), N'DIAYE (M.K.), 1989 - Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée et l'irrigation des sols sodiques - Application aux sols du Kouroumari (Mali) et de la vallée de l'oued Medjerdah (Tunisie). *L'agronomie tropicale* 44-3, 157 - 163.
- VALLES (V.), N'DIAYE (M.K.), BERNADAC (A.) & TARDY (Y.), 1989 - Geochemistry of water in the Kouroumari region, Mali - Al, Si and Mg in waters concentrated by evaporation: developpement of a model. *Arid Soil Research*, vol. 3: 21 - 39.

VALLES (V.), PACHEPSKY (Y.A.) & PONIZOVSKY (A.A.), 1991 - Invariant criteria for irrigation water quality assesment in arid and semi arid regions. *Genesis and control of fertility of salt affected soils*. ISSS Subcommission on Salt Affected Soils Science, USSR, V.V. Dokuchaev Soil Institute. Moscow. p 330 - 333.

VALLES (V.), PACHEPSKY (I.) & BOURRIE (G.), 1992 - Cartographie géochimique globale des eaux en zone aride. Relation avec la dynamique des sols salsodiques. *Comm. A.F.E.S., journée thématique "Les sols salés et leur mise en valeur"*, 26 Mai 1992.

VALLES (V.) et DE COCKBORNE (A.M.), 1992 - Elaboration d'un logiciel de géochimie appliqué à l'étude de la qualité des eaux. *Colloque "Altération et restauration de la qualité des eaux continentales"*, Port-Leucate, 1 et 2 oct. 1992, 27 - 30.

VALLES (V.), LEFEVRE (M.) & PONIZOVSKY (A.A.), 1993 - Alkalinization of nutrient solutions by sorghum. *Commun. Soil Sci. Plant. Anal.*, 24 (5&6), 379 - 388.

VIEILLARD (P.), 1978 - Géochimie des phosphates - Etude thermodynamique - Application à la gènesè et à l'altération des apatites; *Mémoire des Sciences Géologiques* n° 51, 181 p.

VOGT (J.), 1959 - Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *Annales de Géographie*, n° 367, pp 193 - 206.

WIP 1985 - 1986 - 1987 - Recherche approfondie des systèmes de régénération des pâturages sahéliens. Contrat de recherche CEE n° STD-A-167 D(B). Quatres rapports semestriels et rapport final. WIP, München, 20 p, 50 p, 63 p, 43 p, 81 p + Annexes.

PHOTOGRAPHIES AERIENNES

IGN, 1975 - Couverture aérienne verticale, 1975 - NIG 40/600, photos n° 2474 et 2475, SAG II 2039 88,58.

IGN, 1979 - Couverture aérienne verticale, 1979 - NIG 75/700, photos n° 86 et 87, UAG II 3101 153,43.

ANNEXE I
DESCRIPTIONS DE PROFILS

Profil P6

210-180 cm: *Isaltérite - Allotérite prismatique.*

Horizon bariolé gris bleuté et ocre; le gris bleu est de couleur 10 YR 7/1. Texture nettement argileuse avec cependant de nombreux éléments grossiers composés de minéraux primaires non altérés et de nodules calcaires. Deux niveaux de structure peuvent être observés: une structure polyédrique anguleuse d'environ 3 cm dans une structure prismatique nette de 7 à 8 cm de largeur. La porosité visible autre que la porosité fissurale est faible. Cette dernière est encore peu développée en fin de saison sèche. Le matériel frais est modelable. Limite nette et sur une transition de 10 cm. Le contraste se fait par l'apparition de volumes rouges. pH = 8,9 à 9,1. Le matériel ne se disperse pas dans l'eau, agrégats stables.

180-170 cm: *Niveau rougi, gravillonnaire.*

La matrice est toujours de couleur gris-bleue avec des volumes rouge-sang de couleur 10 R 4/8. Texture argileuse avec de nombreux sables grossiers. Structure polyédrique anguleuse. Au sein des agrégats, on note une porosité d'origine faunique composée principalement de tubes de 7 mm de diamètre, comblés par un matériel micro-agrégé. La porosité fissurale est peu développée. Limite nette et contraste fort, à tous les niveaux. pH = 8,3 à 8,8.

170-135 cm: *Niveau à gravillons et à blocs de cuirasse.*

Couleur de la matrice: 10 R 4/8. Texture de la matrice argileuse. Celle-ci est cependant très réduite. L'horizon est principalement composé de gravillons et de blocs ferrugineux de couleur rouge à violacée. Transition rapide et contraste fort. pH = 8,3 à 8,4.

135-120 cm: *Horizon sablo-argileux brun.*

Couleur: 5 YR 6/6. Texture sablo-argileuse. Structure polyédrique anguleuse irrégulière à débits commandés par l'activité biologique. La porosité d'origine biologique (faunique) est importante par micro-agrégation ou plaquages des matériaux dans les chambres et les galeries. Limite assez nette; contraste de texture qui devient plus sableuse. pH = 8,2 à 8,5. La stabilité des agrégats est moyenne dans l'eau.

120-10 cm: *Horizon sableux granoclassé.*

Couleur: 5 YR 6/8. Texture sableuse à gravillons. Parmi les éléments grossiers, l'horizon présente quelques grains de quartz, quelques nodules et blocs ferrugineux de 2 à 5 cm. Structure massive à débits mamelonnés. La porosité interstitielle est importante. On note la présence de quelques fissures (une fente tous les 50 cm).

Organisation générale: les éléments grossiers ne se distribuent pas de manière homogène sur l'ensemble de l'horizon mais sont alignés de manière sub-horizontale, chaque ligne pouvant se suivre sur une partie de la fosse. On observe un granoclassement vertical répétitif.

La limite est nette et ondulée; le contraste est faible, de couleur et d'organisation. Le pH est progressif de 6,4 à 20 cm à 7,3 à 100 cm.

10-0 cm: *Micro-horizons sableux superposés.*

Couleur: brun clair, 5 YR 6/6. La texture est sableuse mais irrégulière car l'horizon est composé d'une série de croûtes sur environ 10 cm. Présence de quelques éléments grossiers. La structure est massive, nette, à débits mamelonnés et à débit horizontal plus facile. Cohésion faible. La porosité interstitielle est importante; quelques fentes de retrait verticales mais consécutives à l'ouverture de la fosse. pH = 5,3.

Profil P5

190-180 cm : *Isaltérite à structure de la roche conservée.*

Couleur noire et blanche. On note cependant un début d'altération gris-bleutée qui s'insinue entre les minéraux primaires. La biotite s'altère en petites taches ocre. On distingue également les traces noires de manganèse. Limite assez nette avec principalement un contraste de couleur. pH = 8,1 à 9 au niveau de la matrice argileuse. L'argile ne se disperse pas dans l'eau, les agrégats sont stables.

180-155 cm: *Allotérite prismatique gris-bleu et ocre.*

Couleur gris-bleutée (10 YR 7/1) et ocre. Texture argileuse avec beaucoup de sables grossiers composés de minéraux primaires non altérés. Structure prismatique (10 à 20 cm) et présence d'une sous structure polyédrique anguleuse grossière très peu développée. Le matériel est modelable. Aucune porosité intra prisme visible à l'oeil, à l'exception d'une porosité tubulaire souvent comblée par un matériel micro-agrégé de couleur brun-rouge d'origine faunique. Limite nette et contraste fort. pH = 8,8 à 9,4. L'argile ne se disperse pas dans l'eau, les agrégats sont stables.

155-130 cm: *Horizon gravillonnaire à blocs de cuirasses*

Horizon gravillonnaire à matrice argilo-sableuse de couleur brune très peu développée. Les fragments de cuirasse sont de taille variable, quelques mm à 20 cm. Horizon très poreux. pH = 8,3 à 8,4.

130-100 cm: *Horizon sableux à sablo argileux bariolé.*

Couleur: 5 YR 6/6 à 6/8. brun dominant à bariolage rouge, jaune, gris et blanc. Texture sableuse, devient sableuse à sablo-argileuse vers le bas avec l'augmentation de l'activité biologique. Structure polyédrique anguleuse. Cohésion moyenne. Porosité moyenne. On distingue une porosité d'assemblage et une porosité tubulaire comblée par un matériel micro-agrégé qui s'accroît vers le bas de l'horizon. Présence d'un gradient croissant d'activité faunique vers le bas de l'horizon. Galeries et chambres de termites plus ou moins comblées par des plaquages ou un matériel micro-agrégé. Présence également de quelques racines millimétriques vers 120 cm. Limite régulière et diffuse. Contraste de couleur (faible) et de structure. pH = 6,5 à 7,4 vers le bas.

100-45 cm: *Horizon sableux*

Couleur: 7,5 YR 7/8. Texture sableuse. Structure polyédrique arrondie. Cohésion faible. Porosité d'assemblage importante. A cela vient s'ajouter la porosité due à la micro-agrégation dans l'activité biologique. Début de fissuration verticale. Activité biologique: il y a encore quelques chambres de termites (chambres à meule, LEPAGE, 1992) comblées par un matériel sableux micro agrégé. On note la présence de quelques racines fines (0,1 mm de diamètres). Limite nette souligné par une "stone line". Contraste léger de couleur et de dureté au couteau avec l'horizon supérieur. pH = 6,4.

45-40 cm: *Horizon sableux avec quelques gravillons.*

Couleur: 5 YR 6/8. Texture sableuse avec quelques éléments grossiers. Ces gravillons sont des fragments de cuirasse de taille assez importante (> à 1 cm) alignés horizontalement à la base de l'horizon. Structure polyédrique arrondie. Porosité d'origine biologique importante. On note la présence de quelques chambres de termites. Limite nette et horizontale. pH = 6,3.

40-20 cm: *Horizon sableux micro-agrégé.*

Couleur: 5 YR 6/8. Texture sableuse. Structure polyédrique arrondie à débords mamelonnés. Présence d'une forte micro-agrégation des sables qui rend cet horizon très poreux. On note également une fissuration verticale peu nette tous les 10 centimètres. Activité biologique: l'activité faunique est importante. Présence de quelques racines sur les faces structurales. Limite nette. pH = 6,1.

20-0 cm: *Horizon sableux de surface.*

Couleur: 5 YR 6/6. Texture sableuse. Structure massive à débords mamelonnés. Présence d'une forte porosité interstitielle et d'une porosité fissurale bien développée. pH = 5,4

Profil P4

150-80 cm : Isaltérite.

Isaltérite à structure de la roche conservée. La foliation est inclinée d'environ 40° par rapport à la verticale. Couleur noire et blanche avec quelques tâches ocre. Le matériel est friable et se défait facilement dans l'eau. pH = 8,8 à 9,2. Présence d'un matériel fin de couleur "vert pistache" dans les anciennes fractures de la roche.

80-45 cm : Isaltérite et Allotérite.

Isaltérite et allotérite On note le début de formation d'une matrice argileuse brune et rouge. Le matériel brun n'est présent que dans les traces d'activité biologique. Couleur 7,5 YR 7/4 à 7/6. Le rouge, 5 YR 6/8, s'insinue entre les minéraux primaires. Porosité tubulaire grossière (7 mm) comblée ou non par un matériel micro-agrégé d'origine biologique. Limite irrégulière. Le contraste correspond au début de l'apparition des nodules ferrugineux. pH = 8,3 à 8,9 en profondeur. présence de quelques nodules de calcite.

45-40 cm : Niveau gravillonnaire brun-rouge.

L'horizon est légèrement plus rouge et correspond à une transition vers l'horizon du dessus. Couleur 7,5 YR 6/6.

On trouve de nombreuses chambres de termites comblées plus ou moins par un matériel argileux brun-clair de couleur 7,5 YR 7/2 à 7/4. Les figures de remplissage sont concentriques ou formées de plaquages. Texture argileuse avec de nombreux sables grossiers (minéraux primaires, quelques nodules ferrugineux, quartz...). Structure polyédrique anguleuse à débits commandés par les éléments grossiers et l'activité biologique.

Celle-ci est importante. Les chambres de termites de forme ovale et de direction horizontale mesurent de 5 à 15 cm de diamètre. Limite peu nette. Le contraste correspond à l'apparition de l'horizon gravillonnaire. pH = 8,3 à 8,4.

40-25cm : Niveau gravillonnaire rouge-orangé.

Couleur rouge-orangé 7,5 YR 6/8. Texture argileuse avec de nombreux sables grossiers. Structure irrégulière à débits anguleux commandés par les éléments grossiers et l'activité biologique. La porosité d'origine biologique est importante. Elle correspond à une porosité tubulaire grossière (7 mm) comblée par un matériel micro-agrégé. Traces d'activité biologique uniquement d'origine faunique. Limite irrégulière et contraste de couleur peu marqué. pH = 7,8 à 8,2.

25-0 cm : Horizon rouge-gravillonnaire.

Couleur rouge : 2,5 à 5 YR 5/8. Texture argileuse avec de nombreux sables grossiers. Structure polyédrique anguleuse fine (quelques mm) quasi naturelles. Présence de nombreux débris de cuirasse et nodules ferrugineux (= 70 % du volume). L'activité biologique est importante toujours d'origine faunique. Porosité tubulaire grossière (7 mm) quelquefois comblée par un matériel micro-agrégé. On note également la présence d'une micro-porosité fissurale très importante. Cohésion des agrégats moyenne. pH = 7,7 à 8. Etat de surface: gravillons et sables déliés.

Profil P3

120-90 cm : Altérite

Altérite à foliation quasi verticale. Couleur blanche et ocre avec localement des trainées noires de manganèse. Précipitations de calcite concentrées dans la partie haute de l'horizon, en volumes plus ou moins diffus. La matrice argileuse qui se développe est de trois couleurs: ocre, grise, et brun-rouge dans l'activité biologique. Le brun-rouge correspond à des apports biologiques microagrégés dans des tubes de 0,7 cm de diamètre. Traces noires de précipitations de manganèse. Dispersibilité moyenne des éléments fins. Limite irrégulière. pH = 8,6 à 8,8.

90-65 cm : Allotérite prismatique.

Couleur grise dominante, 10 YR 6/2,5. Texture argileuse avec de nombreux éléments grossiers (minéraux primaires non altérés, grains de quartz à la base de l'horizon et quelques nodules ferrugineux au sommet de l'horizon. Structure prismatique grossière nette. On note la présence de nombreuses fentes de retrait verticales délimitant les prismes. Structure plus fine polyédrique angulaire. Porosité surtout fissurale verticale, et horizontale au sommet des prismes. Présence de quelques éléments grossiers (nodules ferrugineux etc...). Limite nette mais assez irrégulière. pH = 8,2 à 8,6. Les argiles se dispersent légèrement dans l'eau, les agrégats sont cimentés. précipitations calcaires sous la forme de volumes pulvérulents en général.

65-55 cm : Horizon gris clair et ocre gravillonnaire discontinu.

Couleur: 5 YR 8/1 avec des tâches ocres sur les stress cutanes autour des nodules ferrugineux. Texture argileuse avec des nombreux éléments grossiers. Structure polyédrique irrégulière à débits commandés par les éléments grossiers. Porosité de type fissurale fine peu nette. Aucune trace d'activité biologique. Limite irrégulière et discontinue. pH = 8,3 à 8,5. Stabilité moyenne des agrégats, légère dispersibilité des éléments fins.

55-25 cm : Horizon gravillonnaire sablo-argileux rouge.

Couleur: 5 YR 5/8 à 7,5 YR 5/8. Texture de la matrice argilo-sableuse avec de nombreux éléments grossiers de tailles variables (1 mm à 3 cm). Structure polyédrique anguleuse de faible taille (3 à 4 mm) et localement polyédrique arrondie de 3 cm. Cohésion faible. Porosité d'assemblage inter-agrégat importante On distingue des nodules ferrugineux des quartz et quelques débris de cuirasse. Activité biologique: on distingue quelques racines fines dans le sommet de l'horizon. Limite irrégulière mais nette. Contraste de diminution des éléments grossiers pH = 7,9 à 8,3. Agrégats stables en présence d'eau, faible dispersibilité des éléments fins.

25-5 cm : Horizon sablo-argileux rouge.

Couleur: 5 YR 5/8. Texture sablo-argileuse à argilo-sableuse avec des éléments grossiers. Structure polyédrique arrondie de taille 3 cm, cohésion moyenne à faible. Porosité importante : -porosité tubulaire fine et interstitielle, porosité fissurale fine, -porosité tubulaire grossière, -porosité fissurale présente mais rare, -porosité vésiculaire importante dans le dernier centimètre. Activité biologique: on note la présence de nombreuses racines fines. Limite nette et horizontale, contact planique. pH = 8. Agrégats stables en présence d'eau, faible dispersibilité des éléments fins.

5-0 cm : Horizon sableux de surface.

Texture sableuse avec de nombreux sables grossiers (grains de quartz demi centimétrique et quelques nodules ferrugineux). Structure massive à débits horizontaux plus faciles. La porosité interstitielle est importante. pH = 6,4.

Etat de surface: croûte d'érosion à trois micro horizons (ST3) soulignée par la présence d'une forte porosité vésiculaire.

Profil P2

120-90 cm : Isaltérite-Allotérite.

Altérite blanche et ocre avec localement des traces noires de manganèse. Précipitations de calcite diffuses dans l'horizon ou plus concentrées en volumes pulvérulents. La répartition des couleurs se fait de la manière suivante: l'isaltérite à structure de la roche conservée est blanche et ocre. L'allotérite est composée de volumes gris, avec des taches ocres sur le bord des volumes Gris foncé: 5 YR 6/1, Gris clair: 5 YR 7/1, Ocre: 10 YR 7/8
pH = 9 à 9,6. Forte dispersibilité des éléments fins, cimentation des agrégats.

90-60 cm: Horizon ocre dominant à volumes calcaires.

Couleur: Gris, ocre et brun, ocre dominant. Texture nettement argilo-sableuse mais avec de nombreux sables grossiers (composé de quartz et de rares petits nodules ferrugineux). Structure polyédrique à massive en fonction de l'importance de l'activité biologique. Cohésion des agrégats très forte. La porosité visible à l'oeil est uniquement d'origine biologique. Il s'agit d'une porosité tubulaire grossière comblée par un matériel micro-agrégé. L'activité biologique est très importante. La couleur brune correspond au matériel remanié par l'activité biologique. Limite très irrégulière. Transition floue. Contraste de diminution et de disparition progressive des volumes gris et des volumes ocres.

Remarque: à la droite du profil étudié, cet horizon est très chargé en gravillons (Quartz et nodules ferrugineux). La partie supérieure de cet horizon gravillonnaire est composé de gravillons plus gros qui présentent le faciès rouge violacé. pH = 8,9 à 9,3. Forte dispersibilité des éléments fins. Nombreux nodules calcaires dans la partie haute de l'horizon.

60-40 cm: Horizon compact gris.

Couleur: gris dominant, brun, 10 YR 5/6 à 7,5 YR 5/6. Texture argilo-sableuse avec un peu moins d'argile. Structure polyédrique anguleuse à irrégulière à débits commandés par l'activité biologique Porosité d'origine biologique assez importante. Il s'agit d'une porosité tubulaire grossière (7mm) comblée par un matériel micro-agrégé. Présence également d'une porosité tubulaire fine. On note une quantité importante d'éléments grossiers, quartz, nodules ferrugineux et fragments de cuirasse. Limite irrégulière; contraste de couleur. pH = 8,8 à 8,9. agrégats stables en présence d'eau, faible dispersibilité des éléments fins.

40-10cm: Horizon sablo-argileux rouge.

Couleur 5 YR 5/6. Texture sablo-argileuse avec quelques sables grossiers. Structure polyédrique anguleuse nette. Cohésion forte. La porosité d'origine faunique est présente mais en nette diminution. La porosité tubulaire fine est importante. Quelques rares fentes de retrait de faible extension. Diminution de l'activité faunique. En revanche on note la présence de nombreuses petites racines fines. Limite nette, horizontale, contact planique. Contraste fort de texture et de porosité. pH = 7,7 à 8,8.

10-0 cm: Horizon sableux de surface.

Couleur: brun-rouge, 7,5 YR 6/5. Texture sableuse. Structure massive à débits mamelonnées. Porosité d'assemblage très importante. On note la présence de quelques fentes de retrait qui n'intéressent que les deux derniers horizons. Cohésion faible. Quelques rares nodules ferrugineux millimétriques. pH = 6,8

Profil P1

120-105 cm: *Isaltérite-allotérite à précipitations calcaires*

Alternance d'isaltérite où l'on peut encore reconnaître la structure de la roche et d'allotérite où la matrice argileuse est plus développée. Couleur blanche et ocre avec quelques lignes grises fines et verticales. La matrice est composée de volumes ocres et de volumes gris clairs; la limite entre les deux est très nette.

Ocre: 10 YR 7/8

gris clair: 10 YR 7/2

gris sombre: 10 YR 5/1

Texture argilo sableuse avec de nombreux sables grossiers. Structure irrégulière. Cohésion très forte. Porosité visible à l'oeil très faible. Quelques traces d'activité faunique et quelques rares racines ligneuses.

Comportement à l'eau (voir chapitre XXX): Matériel très instable. Les agrégats restent très cohérents dans l'eau. Forte dispersibilité des éléments fins. On trouve des sables grossiers composés de minéraux primaires non altérés et quelques nodules calcaires de taille centimétrique.

Limite irrégulière. pH = 9 à 9,5.

105-85 cm: *Horizon ocre à nombreux éléments grossiers.*

Couleur: ocre 10 YR 7/4 à 7/8 à volumes bruns et bruns-rouges. Texture argilo-sableuse avec de nombreux éléments grossiers parmi lesquels on distingue encore quelques minéraux primaires peu altérés dont beaucoup sont remontés par l'activité biologique et quelques nodules ferrugineux. Structure polyédrique grossière irrégulière à débits commandés par l'activité biologique et les éléments grossiers. Porosité principalement d'origine biologique composée de tube de 7 mm de diamètre comblés par un matériel micro-agrégé. Le matériel issu de l'activité biologique se distingue par sa couleur brune à brun-rouge. On observe un nombre croissant de nodules ferrugineux vers le sommet de cet horizon. C'est également dans le haut de l'horizon que se concentrent les nodules carbonatés. Limite assez nette mais irrégulière. Contraste fort de couleur. pH = 8,9 à 9,1. Les agrégats restent cohérents dans l'eau, forte dispersibilité des éléments fins.

85-65 cm: *Horizon compact gris.*

Couleur de la matrice 10 YR 5/4 à 6/4. Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique anguleuse. Cohésion moyenne à forte. On observe une diminution très nette du nombre des nodules ferrugineux. Porosité un peu plus importante que dans les horizons sous-jacents. Elle est souvent due à l'activité biologique. On observe cependant également une faible porosité d'assemblage. La porosité tubulaire grossière est gainée de rouille et de précipitations blanches probablement d'origine biologique. L'activité biologique est moyenne à forte. Limite assez nette, contact planique mais incliné sur la face du profil. pH = 8,9 à 9,1.

65-35 cm: *Horizon sablo-argileux rouge.*

Transition rapide de couleur qui passe à 7,5 YR 6/6 et 5 YR 5/8 dans la porosité. Texture sablo-argileuse. Structure polyédrique anguleuse nette de taille 1 à 2 cm. On observe une porosité tubulaire grossière avec des précipitations blanches probablement d'origine biologique. La porosité d'assemblage est plus forte. Comportement à l'eau: les agrégats immergés se défont entièrement, faible dispersion des éléments fins. La limite est très nette, horizontale et légèrement ondulée, soulignée par une porosité vésiculaire dans le dernier centimètre.

On observe de nombreux restes de poterie au dessous de cette limite. pH = 8,9

35-0 cm: *Horizon sableux de surface.*

Brun-rouge, 7,5 YR 6/5. Texture sableuse. Structure massive à débits mamelonnées. Porosité d'assemblage très importante. On observe plus rarement une porosité d'origine biologique. On note la présence de quelques fentes de retrait qui n'intéressent que les deux derniers horizons, de couleur dominante rouge. Cohésion faible. Quelques rares nodules ferrugineux millimétriques. pH = 7,3 à 7,5. Etat de surface: croûte d'érosion

Profil P'1

430-420 cm:

Horizon gravillonnaire continu à matrice sablo-argileuse. Présence de quelques minéraux primaire non altérés

420-400 cm:

Matériel sablo-argileux de couleur brune, 10 YR 6/6. Structure polyédrique irrégulière. Au dessous de 410, on rencontre quelques nodules ferrugineux.

400-360 cm:

Matériel sableux avec un peu d'argile. Sa couleur est 7,5 YR 7/6. On note quelques minéraux primaires peu altérés (rares). Structure polyédrique peu nette

360-290 cm:

Sable blanc à jaune puis rouge clair 7,5 YR 7/8. La texture est nettement sableuse, tri granulométrique. Matériel très frais.

290-280 cm:

Horizon orangé et clairsemé de petits volumes rouges indurés. Ces petits nodules sont à plasma sableux et à ciment ferrugineux. Les contrastes de couleur sont progressifs d'un horizon à l'autre mais brutaux au niveau des contours des nodules sableux. Le matériel est frais, la texture est toujours sableuse et la porosité est importante. Structure massive à débits mamelonnés. La cohésion du matériel est faible, mais se renforce au niveau des nodules sableux.

280-240 cm:

Horizon sableux jaune, poreux et frais. Structure massive à débits mamelonnés.

240-20 cm:

Le sable passe progressivement du rouge 7,5 YR 5,5/6 au jaune 10 YR 7/6, tout en conservant sa texture et une structure massive à débits mamelonnés. Le matériel devient frais dans le jaune et l'orangé.

20-0 cm:

Horizon sableux de couleur brune 7,5 YR 7/6, la structure est massive et la cohésion est faible. Le passage au sable délié se fait progressivement vers le sommet de l'horizon, on ne note aucune formation de croûte. La porosité est importante, principalement interstitielle. On note cependant quelques traces de racines de mil, qui créent une porosité tubulaire.

Profil P'2

120 - 90 cm: *Isaltérite-Allotérite*

Couleur noire et blanche. Une matrice argileuse grise peu abondante se développe par veines. Effervescence à ce niveau, pH = 8,4.

90 - 75 cm: *Horizon ocre à précipitations calcaires.*

la couleur dominante est ocre 10 YR 7/4 à 7/8, et grise. La texture est argileuse avec de nombreux éléments grossiers composés de nodules calcaire, de nodules ferrugineux et de quartz. L'ensemble de l'horizon est fortement remanié par l'activité faunique (tubes de 7 mm de diamètre). Le calcaire est répartis surtout dans la partie supérieur de l'horizon, sous la forme de volumes ou de nodules. pH = 9,3. Les agrégats restent cohérent dans l'eau, forte dispersibilité des éléments fins.

75 - 67 cm: *horizon compact gris.*

Couleur 7,5 YR 8/3. Texture argilo-sableuse à argileuse. Structure prismatique grossière à sous structure massive. Forte cohésion. Les agrégats sont compacts et ne se défont pas dans l'eau. La porosité est très réduite, fissurale, et disparaît dans les derniers centimètres de l'horizon. La limite est horizontale, très nette, soulignée par une importante porosité vésiculaire, un film de plasma puis un micro-horizon durci, sableux, brun clair de 0,5 cm d'épaisseur. Contraste fort de texture, de porosité et de cohésion du matériel. pH = 8,5.

67 - 0 cm: *Horizon sableux rouge à décoloration.*

Horizon sableux présentant un changement de couleur progressif.

A 50, 7,5 YR 7/8 avec des volumes 5/8.

A 40, 7,5 YR 5/8.

A 10 - 25, 7,5 YR 5/6.

A 0 - 5, 7,5 YR 6/6.

Structure massive. La cohésion varie avec la couleur. On observe un maximum de cohésion dans le rouge vers 40 cm. La cohésion est faible au dessus et nulle à 65 cm. Le sable est quasi délié. La porosité est très forte, principalement interstitielle. pH = 6,5 en surface à 5,1 à 60 cm. L'état de surface est composé d'une croûte d'érosion.

Profil 103

115 et plus: *Isaltérite-Allotérite.*

bandes d'altérites disposées quasi verticalement. On reconnaît des bandes d'altérites à structure conservée et des bandes où la matrice argileuse est déjà plus développée. L'argile est de couleur grise, 5 YR 4,5/1. Précipitation de calcite en volumes pulvérulents.

115-90 cm: Horizon compact gris sombre.

Matériel gris sombre dominant, brun et ocre avec des lignes brunes quasi verticales, dans le sens de la foliation d'environ 1 mm de large. Couleur gris-brune 10 YR 5,5/2. Texture sablo-argileuse à argilo-sableuse. Nombreux éléments grossiers, nodules ferrugineux, graviers de Quartz. Structure polyédrique anguleuse irrégulière à débits commandés par l'activité biologique. Les agrégats font environ 5 cm et ont une cohésion très forte. Porosité visible très faible. On note une porosité tubulaire grossière (7mm), très souvent comblée par un matériel micro-agrégé d'origine biologique et qui comporte beaucoup de minéraux primaires. Traces d'activité biologique importantes. Limite irrégulière autour de 90 cm.

90-25 cm: *Horizon gris compact.*

Couleur: gris dominant, 10 YR 5,5/2 et brun, 10 YR 6/5. Horizon globalement sablo-argileux mais à répartition irrégulière. Les domaines bruns sont sableux et homogènes tandis que les domaines gris-bruns sont plus argileux et riches en éléments grossiers (graviers de quartz, nodules ferrugineux arrondis (3 mm), petits nodules blancs (1 à 2 mm)). Structure prismatique grossière à sous structure massive. Le débit est régi par la présence des plans sableux (épaisseur 1 à 3 cm). La porosité fissurale est très développée au coeur des plans sableux. Les faces structurales ainsi définies sont recouvertes de fine couches sableuses ou argileuses suivant les zones. L'activité d'origine faunique est importante. On note une porosité interstitielle dans l'activité biologique (tubes de 7 mm de diamètre), les tubes sont comblés par un matériel micro-agrégé. L'activité racinaire du fourrage est très importante. Les racines profitent de la porosité fissurale. Forte dispersibilité des éléments fins. La limite supérieur est due au labour. On note cependant un fort contraste de texture et une concentration beaucoup plus importante en racines.

25-20 cm: *niveau hydromorphe.*

Horizon légèrement rouge, discontinu, de texture sableuse. Structure massive, forte cohésion du matériel. Forte dispersibilité des éléments fins. Le profil est recoupé dans sa partie supérieure par le labour.

20-0 cm: *Horizon sableux de surface.*

Couleur: brun clair, 10 YR 5/6. Texture sableuse avec des éléments grossiers, graviers de quartz, nodules ferrugineux millimétriques...Structure massive à débits légèrement mamelonnés. Macro-porosité fissurale espacée de 30 cm environ. Très forte porosité tubulaire à l'intérieur des agrégats due à l'activité racinaire. Porosité interstitielle dans le sable et développement d'une très forte porosité vésiculaire qui se termine par une croûte en mie de pain.

Profil T1

95 et plus: *Isaltérite*.

Migmatite à foliation 15° par rapport à la verticale, présentant des filons de Quartz de 4 à 5 cm de largeur orientés parallèlement à la foliation. Structure grenue. Tendance à se désagréger en grains. Texture grossière à moyenne dominante suivant les bandes, localement texture plus fine. Parmi les minéraux constitutifs, on distingue les micas, le quartz, et les feldspaths qui ont tendance à s'altérer en poudre. Les filons de quartz sont enveloppés d'un matériel argileux blanc grisâtre. Effervescence à l'acide, petits volumes de calcite pulvérulents.

On reconnaît parfaitement les anciennes fractures de la roche plus ou moins fines (2 mm à 12 cm). Une altération préférentielle se développe dans ces fractures quasi-verticales.

pH = 6,1, pas d'effervescence à l'acide sauf autour des filons de quartz. Les carbonates sont répartis en revêtements autour de ces filons.

82 à 95-110: *Allotérite*.

Son épaisseur est très irrégulière en fonction des anciennes fractures de la roche. Dans ces fractures, la matrice fine est bien développée mais on note encore la présence de minéraux primaires.

Couleur: 10 YR 4/4 à 5/4. Présence de nombreux volumes gris, ocres (10 YR 7/8), blancs. Les volumes gris représentent environ 60 % de la surface. Texture argilo-sableuse avec de nombreux éléments grossiers (quartz, petits nodules carbonatés millimétriques). Structure polyédrique friable (3 cm). Elle se dégrade en petits polyèdres de 2 à 5 mm. Porosité tubulaire fine (2 mm) et importante (11 pores/cm²). Racines très fines fasciculées (6 racines pour (5 cm)²). pH = 7,5, forte effervescence généralisée. Les carbonates sont répartis en pseudomycélium de manière diffuse dans l'horizon et en nodules indurés à structure concentrique et à fissuration radiale (septarias, BREWER, 1964) ou en taches plus friables. Faible dispersibilité des éléments fins. La limite supérieure est irrégulière ondulée.

52 - 82 cm: *Horizon brun à concrétions ferrugineuses*

Couleur 10 YR 4/6. Présence de nombreuses taches au contour flou. Horizon bariolé. Les taches grises représentent environ 50 % de la surface. Texture argilo-sableuse à sables grossiers. D'anciens filons de quartz donnent des graviers de 4 à 5 cm. Présence de nodules carbonatés blancs et de nodules ferrugineux arrondis noirs. La structure est polyédrique à faces anguleuses (1,5 à 2,5 cm). Localement, on observe un matériel micro-agrégé fin dans les pores tubulaires. La porosité fissurale est bien développée, surtout verticalement. Des dépôts de sable rouge provenant de l'horizon de surface tapissent les plans de fissures. On trouve une porosité tubulaire fine millimétrique (8 pores/cm²) et plus rarement tubulaire plus grossière de 3 mm, comblée par un matériel micro-agrégé. On note la présence de racines fasciculées fines à très fines. Elles se développent uniquement dans les plans de fissures. pH = 7,9, effervescence généralisée légère à moyenne à la base de l'horizon. Les carbonates sont répartis de manière diffuse et en petits nodules à la base de l'horizon, et uniquement sous forme de petits nodules dans la partie supérieure. Faible dispersibilité des éléments fins. La limite avec l'horizon supérieur est irrégulière ondulée.

34 - 52 cm: *Horizon brun*.

Couleur 10 YR 4,5/6. Texture sablo-argileuse à argilo-sableuse. Diminution des éléments grossiers mais présence de petits nodules ferrugineux noirs millimétriques et de nodules carbonatés blancs de même taille. Structure polyédrique peu nette. Porosité tubulaire fine (8 pores/cm²). Le développement d'une porosité fissurale par assèchement du profil détermine une macro-structure prismatique à cubique. Présence de racines très fines. pH = 7,2, effervescence faible et localisée sur les petits nodules blancs. Faible dispersibilité des éléments fins. La limite avec l'horizon supérieur est ondulée.

22 - 34 cm:

Couleur 7,5 YR 4,5/6 à 4/6. Taches plus grisâtres développées dans les agrégats. Texture argilo-sableuse à sablo-argileuse. Quelques éléments grossiers: graviers de quartz et petits nodules ferrugineux noirs. Très rares petits nodules blancs (1/4 de mm). Structure polyédrique 2 à 3 cm. Porosité tubulaire intra agrégats fine. Porosité fissurale assez développée. Les racines fines à moyennes sont développées entre les agrégats suivant les plans de fissures pH = 6,2, pas d'effervescence. Faible dispersibilité des éléments fins. La limite est nette et ondulée.

0 - 22 cm: *Horizon sableux de surface.*

Couleur 7,5 YR 4/6. Texture sableuse avec quelques éléments grossiers. Nodules ferrugineux peu nombreux. Pas de nodules carbonatés. La structure est massive peu nette. Porosité tubulaire fine intra agrégats peu développée (2 pores/cm²). Porosité d'assemblage développée entre les agrégats. Porosité vésiculaire très fine. Quelques racines fines fasciculées. pH = 6,1, pas d'effervescence.

Profil f3

90 et plus: *Isaltérite.*

Couleur de l'altérite blanche et noire. On note le début de la formation d'une matrice argileuse grise. légère effervescence à ce niveau. pH = 8,3 à 8,6.

90 - 65 cm: *Allotérite.*

Altérite à structure de la roche non conservée, riche en minéraux primaires peu altérés. Texture argileuse avec de nombreux sables grossiers. Structure massive, très forte cohésion du matériel. Porosité très faible, et d'origine faunique. Limite peu nette; contraste de diminution des minéraux primaires. pH = 9,3.

40 - 65 cm: *Horizon compact gris sombre.*

Couleur gris-sombre. Texture argileuse et structure massive. très forte cohésion du matériel. On note la présence de 2 filons de quartz, alignés obliquement dans le profil, issus de l'altérite à structure conservée. Porosité très faible. Présence de calcaire sous la forme de volumes et de petits nodules. pH = 9,3. En présence d'eau, les éléments fins dispersent immédiatement. Les agrégats restent très cohérents dans l'eau.

15 - 40 cm: *Horizon à structure colonnaire*

Horizon gris sombre argileux à argilo-sableux, à structure prismatique à bords arrondis (15 à 25 cm): les prismes présentent une apparence colonnaire, mais les sommets des colonnes sont aplatis. L'espacement entre les colonnes est d'environ 1 cm. Cet espace est comblé par du sable similaire à celui de l'horizon du dessus. Les sommets des colonnes sont à une hauteur qui peut varier de 5 cm d'une colonne à l'autre. Le cœur des colonnes est de structure massive en général mais présente quelquefois une amorce de structure polyédrique. Ce cœur est en continuité avec le matériel du dessous; pas de fissuration à la base des colonnes.

Les colonnes présentent une porosité vésiculaire à leur périphérie. La limite est marquée par un micro-horizon sableux clair, de quelques millimètres, qui vient tapisser les pourtours des colonnes. Le contraste est fort à tous les niveaux. pH = 8,7.

15 - 0 cm: *horizon sableux de surface.*

Horizon sableux, brun clair, avec quelques petites traînées horizontales. Structure massive à débit horizontal et la cohésion est assez faible. pH = 6,2 à 6,4.

Casier 106

(Profil sous culture de fourrage)

105 et plus: Isaltérite

Alternance de bandes d'isaltérites à structure de la roche conservée et d'allotérites où la matrice argileuse est bien développée. Porosité tubulaire (0,5 à 1 cm) d'origine biologique bien développée, presque toujours comblée par un matériel micro-agrégé. On note la présence de précipitations de calcite sous la forme d'amas pulvérulent de pseudomycelium... La limite est assez irrégulière et se situe autour de 100 cm.

95 - 105 cm: Allotérite

Bandes verticale de matériel gris brun avec quelques rares volumes du matériel gris observé dans le casier 103.

Couleur gris, 5 YR 5/1. gris-brun, 10 YR 6/2. Nombreux minéraux primaires, le plus souvent remontés par l'activité biologique. Texture Sablo-argileuse. Structure Polyédrique anguleuse et localement irrégulière déterminée par l'activité biologique. Importante. porosité tubulaire grossière (0,5 à 1 cm) parfois comblée par un matériel micro-agrégé. Porosité interstitielle dans l'activité biologique. La porosité fissurale est peu développée mais tapissée par un matériel sableux (brun clair) qui peut atteindre 6 à 7 mm d'épaisseur. On note également une porosité fissurale fine et très irrégulière autour des agrégats. La limite est irrégulière et en colonnettes.

60 - 95 cm: Horizon compact gris.

Couleur gris dominant 10 YR 6/2 à 6/3 à nombreux minéraux primaires et brun dans le matériel sableux. Texture sablo-argileuse. Structure irrégulière, localement massive. La taille varie de 0,5 cm à 10 cm. Les débits sont commandés soit par un système fissurale très fin, soit par les plans sableux brun clair. Importante porosité fissurale et tubulaire fine (1 à 2 mm). Activité faunique, pas d'activité racinaire visible. La limite est diffuse, le contraste est un contraste de structure. Dans la partie basse, la structure est irrégulière et surtout commandées par l'activité biologique. Au dessus, la structure est polyédrique anguleuse très marquée en raison du développement des plans sableux.

20 - 60 cm: Horizon sableux à volumes sablo-argileux.

La couleur de la matrice est gris-brune 10 YR 6/2 à 6/3, et les faces structurales sont recouverte par un matériel de couleur brune claire 10 YR 6/6. Texture sablo-argileuse à argilo-sableuse dans les agrégats et nettement sableuse sur les plans brun clair. L'épaisseur du recouvrement sableux sur les faces structurales peut atteindre 10 à 14 cm! Structure: Le système fissurale est à dominante verticale par la largeur et la longueur des fentes; il se développe au coeur des plan sableux. Cependant, le réseau horizontale est également développé. Ceci engendre une structure prismatique anguleuse grossière avec débits en petites plaquettes peu nettes à la base des prismes. Les agrégats mesurent plus de 5 cm. La porosité est surtout fissurale. On note cependant la présence d'une porosité très fine dans les agrégats. Les pores tubulaires (7mm de diamètre) d'origine biologique sont comblés par un matériel micro-agrégé. Eléments grossiers: Gravier de quartz, débris de cuirasses, nodules ferrugineux noirs et petits volumes blancs. La limite est souligné par la profondeur du labour. On note cependant un contraste net de texture et d'activité racinaire.

0 - 20 cm: Horizon sableux de surface.

Couleur 7,5 YR 5/6. Texture matériel sableux Structure massive. Dans la partie basse de l'horizon, quelques agrégats argilo-sableux isolés présentent une porosité très fine. Le centre de ces agrégats est siège d'un début d'hydromorphie. Les nodules ferrugineux sont en cours d'altération. Ils sont devenus friables et enveloppés d'une auréole rouge à bords diffus. Dans la partie haute de l'horizon, le matériel sableux s'organise en croûte en "mie de pain".avec une porosité vésiculaire très forte. Activité biologique: A ce niveau, l'activité racinaire du bourgou est très importante. L'enracinement est intense et a tendance à circuler horizontalement à la base de l'horizon. Quelques racines profitent de la porosité fissurale pour s'infiltrer dans les horizons plus profonds.

ANNEXE II
METHODES ANALYTIQUES

DOSAGES PAR CHROMATOGRAPHIE IONIQUE:

☞ Principe:

Le principe de la chromatographie ionique consiste en une séparation d'espèces dans un mélange par partage entre une phase mobile et une phase stationnaire. La séparation se fait sur une colonne échangeuse d'ions. Une colonne de suppression neutralise chimiquement tous les ions provenant de l'éluant. La quantification se fait ensuite à l'aide d'un conductimètre.

Il est possible de doser anions, cations et métaux. La quantité de solution nécessaire est très faible. On peut doser anions et cations avec 4 ml de solution.

L'appareillage comprend un réservoir de solvant (Eluant), une pompe, un système d'injection, une colonne de séparation, un supprimeur, un détecteur conductimétrique et un intégrateur qui trace le chromatogramme. La chaîne est présentée sur la figure.

Le mélange à analyser est introduit dans la colonne de séparation. Tout le long de la colonne de séparation il y a un échange entre les ions de l'éluant fixés sur les sites de la résine et les ions de l'échantillon. L'affinité d'un ion pour le site échangeur dépend de la charge de l'ion et de sa taille; ainsi, les ions de l'échantillon sortent de la colonne séparés les uns des autres.

Le supprimeur chimique permet la neutralisation de l'éluant et ainsi de diminuer le bruit de fond dû à l'éluant; cela a pour conséquence d'amplifier le signal induit par les ions à doser.

☞ Avantages et limites de la méthode:

L'avantage de la chromatographie ionique est de pouvoir doser avec une seule méthode des composés qui nécessiteraient la mise en place de paramètres spécifiques. Elle permet la séparation et le dosage d'ions tant organiques qu'inorganiques rapidement et avec une grande sensibilité (FONTAINE, 1992).

En l'occurrence, dans le cas des échantillons provenant des terrasses du fleuve Niger, le but initial était de faire un bilan des ions majeurs. Au cours du dosage des anions, dès la première analyse, nous avons constaté la présence de 6 pics sur le chromatogramme, correspondant à la séparation de 6 ions. Les temps de rétention, en abscisse, ont été comparés aux standards pour déterminer la nature des éléments ainsi isolés. Ceci a permis de mettre en évidence la présence de F, Cl, NO₂, NO₃, PO₄ et SO₄. Parmi les cations ont été décelés Na, K, Ca et Mg (également sur un échantillon une trace de NH₄ non quantifiable). En raison de la faible quantité de solution extraite des pâtes saturées (5 à 10 ml) et de l'impossibilité de les quantifier par chromatographie ionique avec le matériel présent dans notre laboratoire, les carbonates et bicarbonates n'ont pas été dosés mais déduits à partir de l'équation de neutralité électrique des solutions.

La présence d'ions fluorures en forte proportion est un point original qui n'aurait pu être décelé sur un bilan ionique des ions majeurs par d'autres méthodes, sauf dans le cas d'une analyse spécifique des fluorures. Après 15 ans de recherches sur les périmètres de Lossa et Sona, aucun ouvrage, aucune analyse chimique ne fait allusion à la présence de fluorures bien que ceux-ci apparaissent parfois en forte quantité.

Au cours des dosages, nous avons constaté l'apparition d'un 7^{ème} pic, correspondant localement à la présence d'oxalates.

☞ Les problèmes abordés:

Le premier problème rencontré est le dosage des ions fluorures dans les solutions de sol souvent pourvues de petits anions organiques. Pour le dosage des anions, l'éluant généralement utilisé est le mélange Na₂CO₃ - NaHCO₃ dilué, à pH 7. Cet éluant permet le dosage des fluorures, chlorures, nitrites, bromures, nitrates, sulfates et oxalates en 9 mn

environ. En examinant de près le pic des fluorures, nous avons constaté que celui-ci présentait parfois un bombement qui indiquait la présence de deux pics superposés centrés sur des temps de rétention très proches. L'utilisation d'un autre éluant, le Tétraborate de Sodium, a permis le dosage des fluorures séparés de deux anions organiques, formate et acétate.

Le second problème concerne le devenir des complexes présents dans la solution du sol. L'introduction des résultats d'analyses dans un modèle thermodynamique d'association ionique "AQUA" (VALLES et DE COCKEBORNE, 1992) a permis de tester les états de saturation par rapport à différents minéraux. A partir de l'analyse, le modèle calcule les proportions sous forme complexée et les activités des différents constituants. Ceci permet de tester les équilibres avec différentes phases solides. Il est indispensable d'introduire dans le modèle les quantités totales en solution et non pas seulement les formes libres fournies par l'analyse chromatographique.

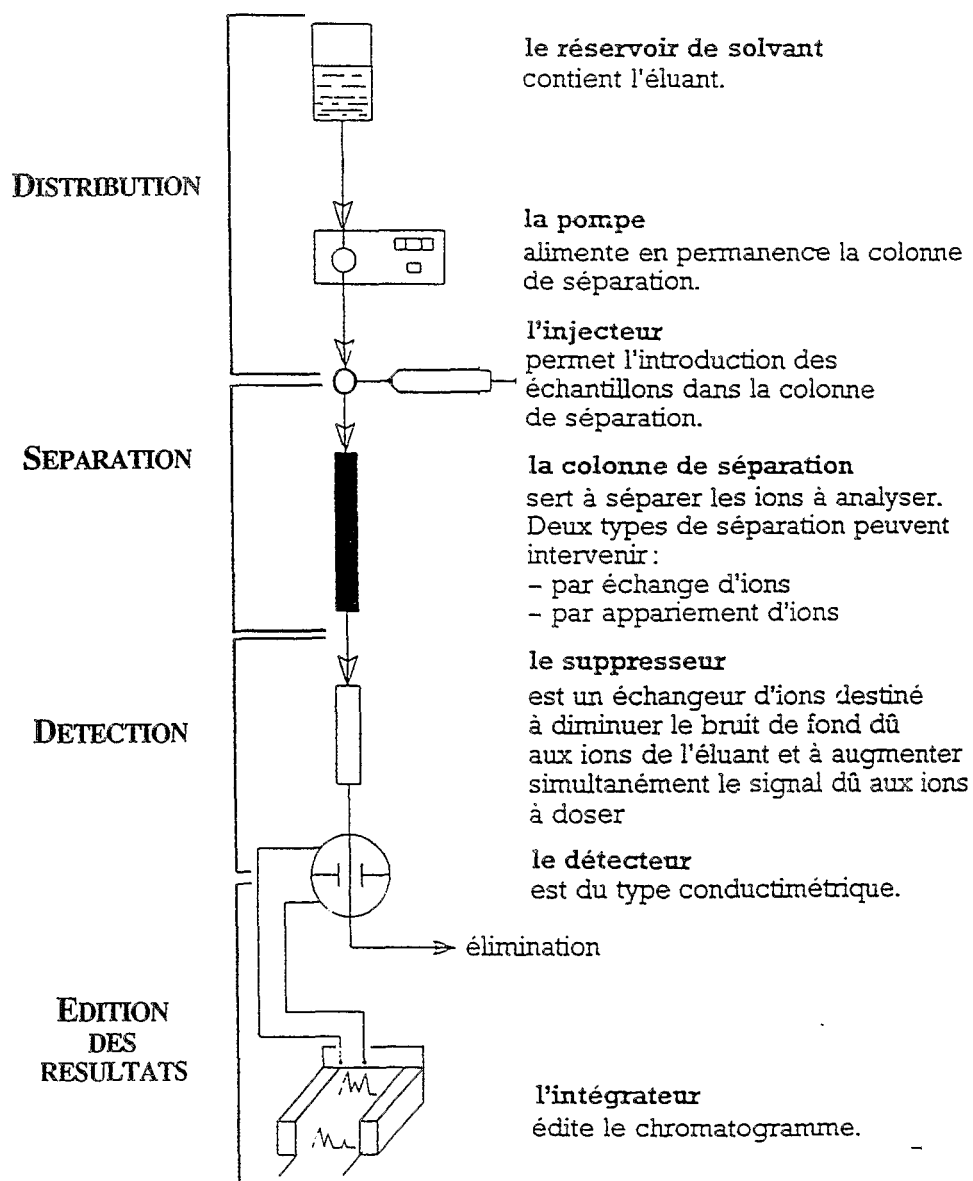
Les formes complexées apparaissent sur les chromatogrammes sous la forme de "pics fantômes" difficilement décelables et donc quantifiables du fait de la faible minéralité de la plupart des solutions dosées. Lors du transfert vers le modèle, il convient de limiter les erreurs en ajoutant aux données la proportion des ions sous forme complexée. Ces quantités sont généralement faibles; elles ont été calculées par le modèle. Ce phénomène est accentué par la présence en quantité non négligeable de Fluorures qui sont des complexants notoires (HOPKINS, 1977, TRAVI, 1988; AMRHEIN ET SUAREZ, 1986).

DOSAGE COLORIMETRIQUE DE LA SILICE.

A pH 1,6 se forme un complexe silice-molybdate de couleur jaune. Ce complexe est réduit par le sel de Mohr et présente alors une couleur bleue qui augmente la sensibilité de la méthode. La formation d'un complexe entre le molybdate et le phosphore est stoppée en présence d'acide oxalique (CHARLOT, 1961).

MINERALOGIE DES ARGILES

Les agrégats broyés du sol sont utilisés pour la séparation par dispersion de la fraction inférieure à 2 μm , préalablement défloculées et débarrassées des matières organiques. L'extraction des argiles est obtenue en colonne de sédimentation par siphonage. On réalise ensuite un échange de sodium saturant les minéraux argileux par le magnésium d'une part et le potassium d'autre part. Huit lames d'argiles sont préparées pour chaque échantillon. Ce sont les saturations au Magnésium, Magnésium et éthylène glycol, potassium, accompagnées des chauffages à 350°C, 450°C et 550°C. Après traitements, chacune de ces lames a été analysée au diffractomètre équipé avec un tube à anode de cobalt et un compteur proportionnel.

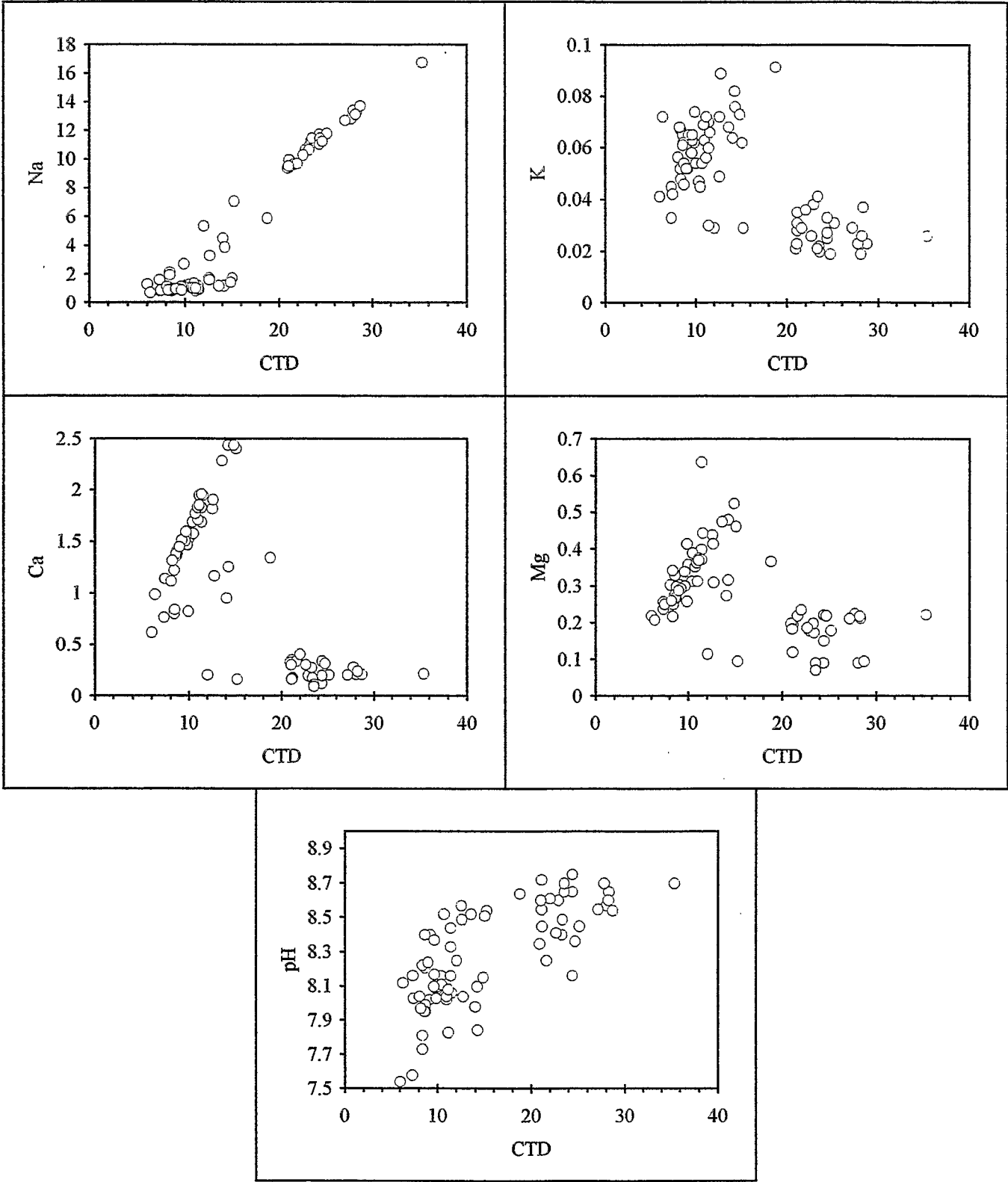


La chromatographie ionique

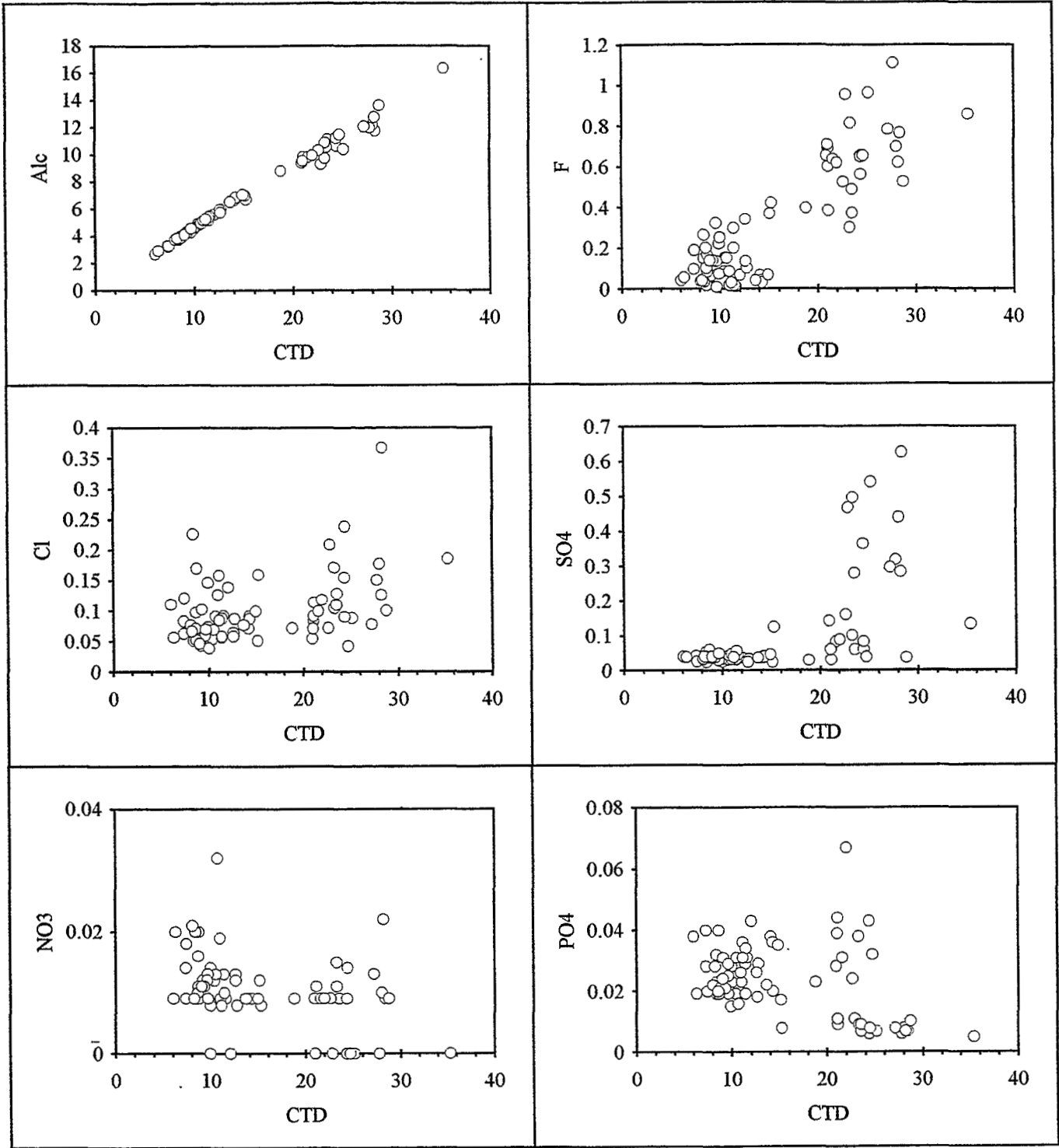
ANNEXE III

RELATION ENTRE LES ELEMENTS
ET LA CHARGE TOTALE DISSOUTE SUR T3

Relations entre les éléments chimiques et la charge totale dissoute sur T3

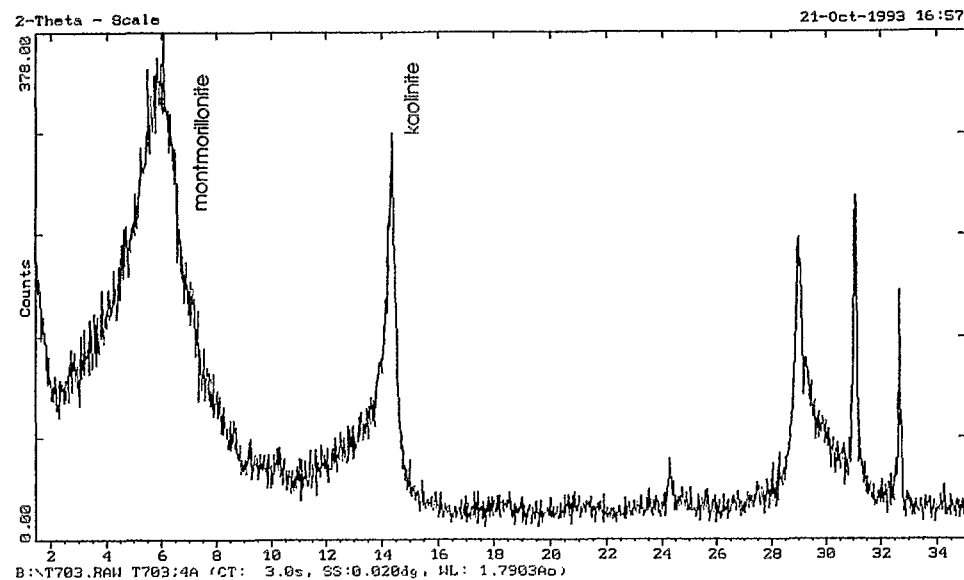
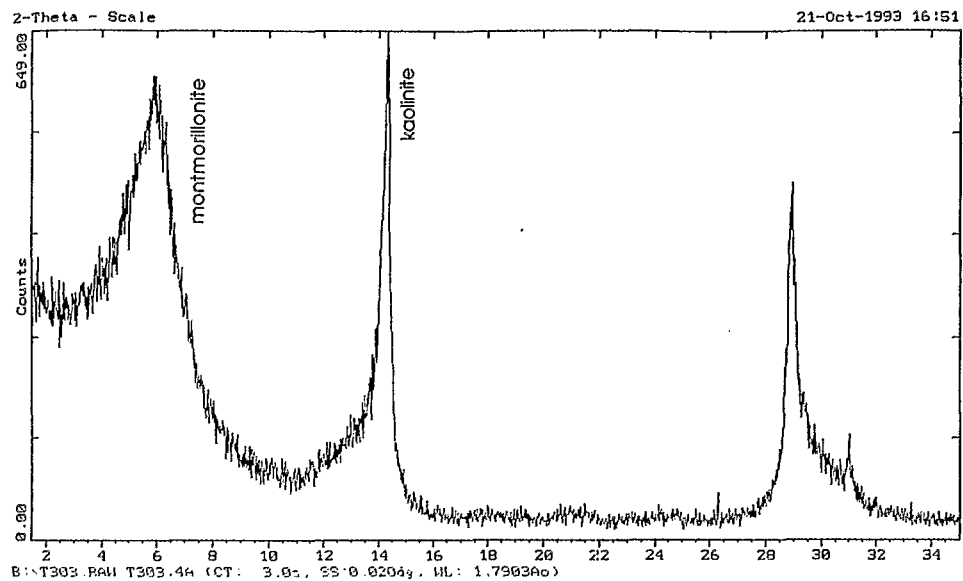


Relations entre les éléments chimiques et la charge totale dissoute sur T3

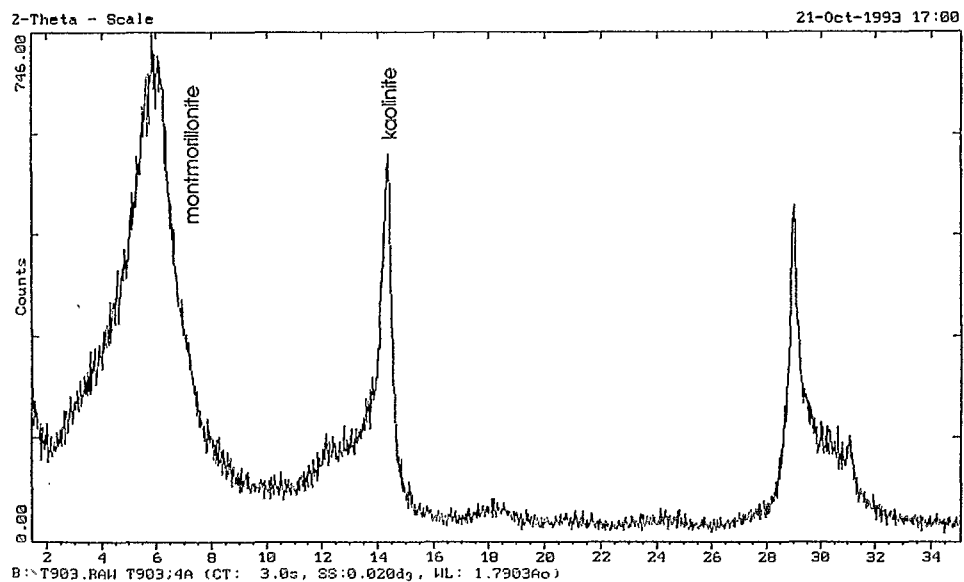
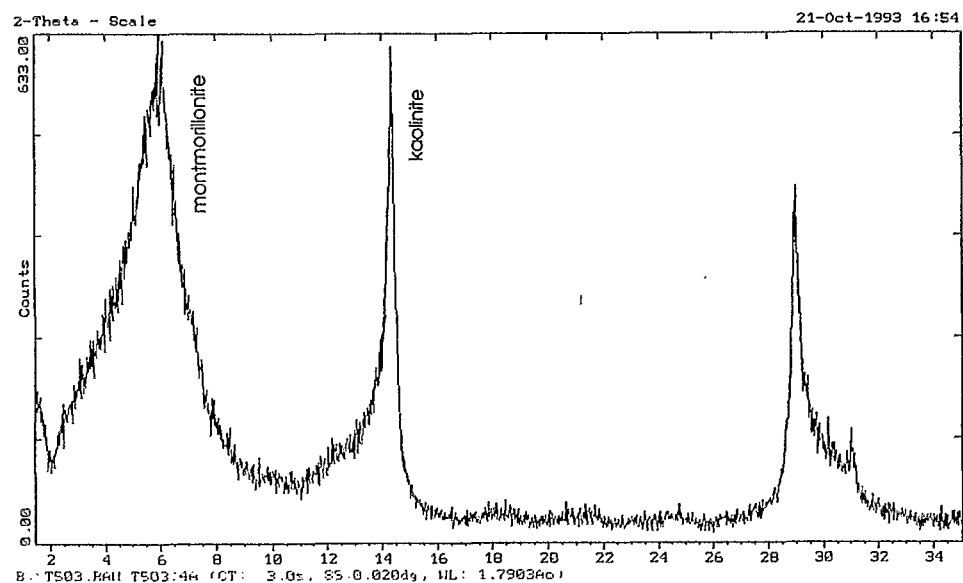


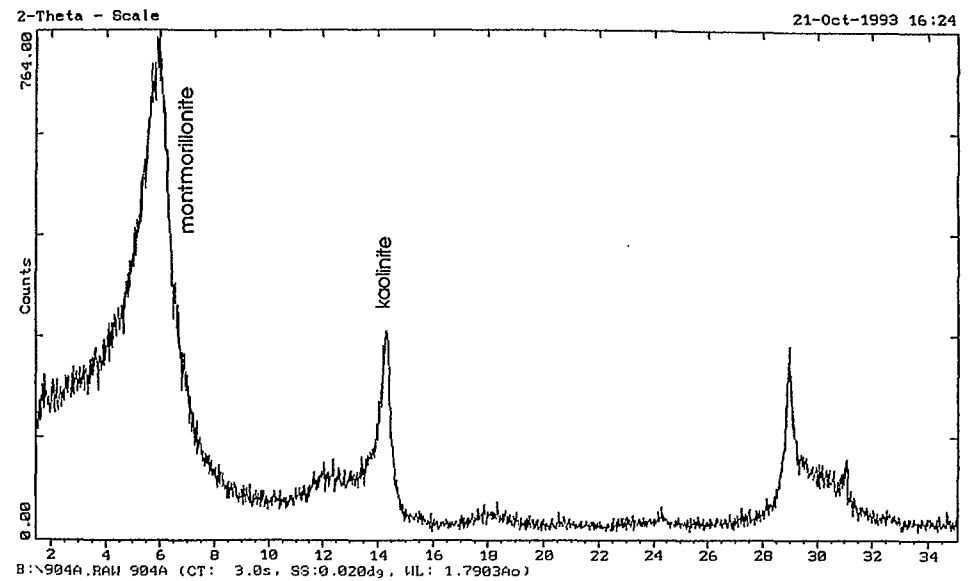
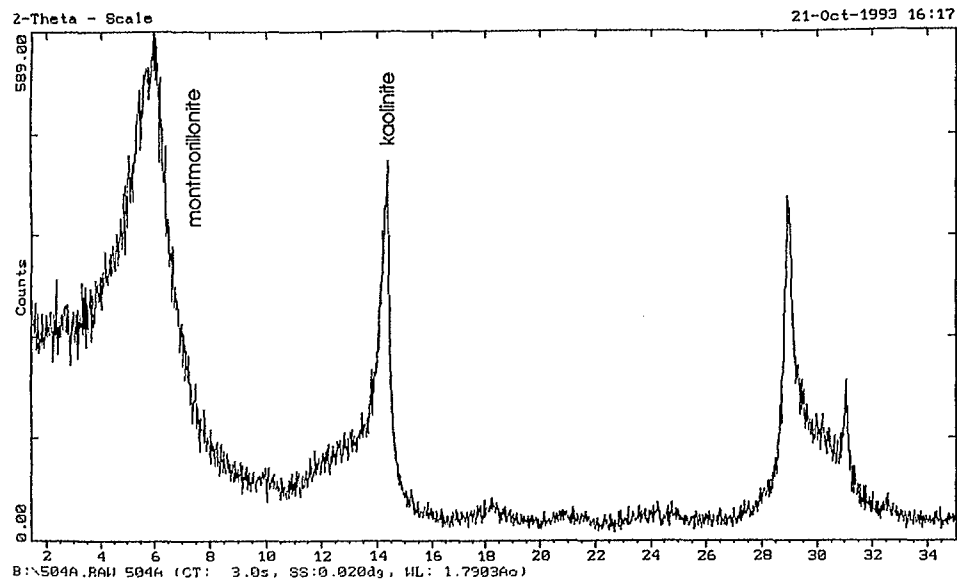
ANNEXE IV

SPECTRES DE DIFFRACTION AUX RAYONS X

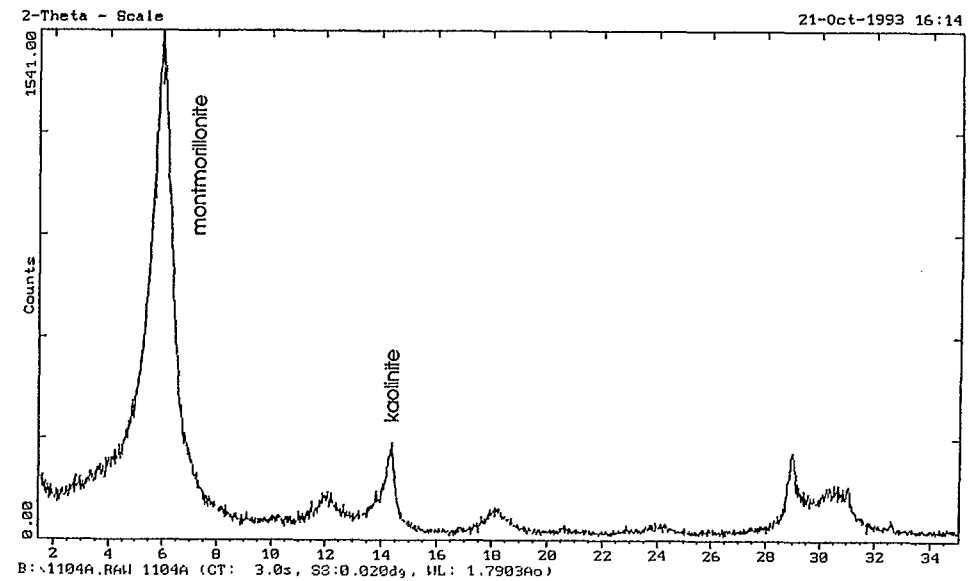
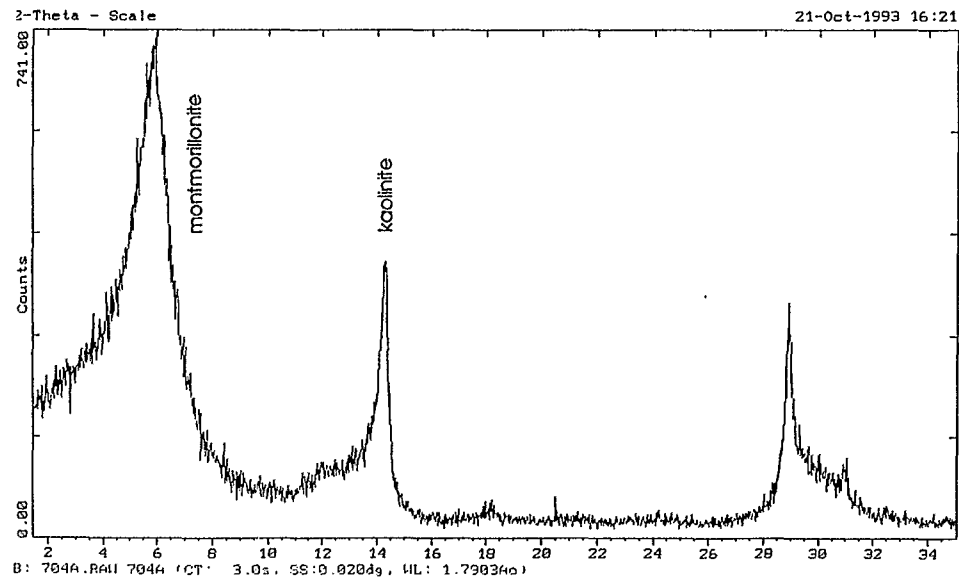


Profil brun subaride: profondeurs, 30, 50, 70 et 90 cm





Profil alcalin: profondeurs, 50, 70, 90 et 110 cm



ANNEXE V

**LISTE DES MINERAUX SUSCEPTIBLES
DE FOURNIR DES FLUORURES**

<u>Minéraux non silicatés</u>	<u>Gisements</u> (d'après DEER et al., 1972)
- Fluorine	minéral filonien des roches plutoniques (granites pneumatolitiques), des calcaires et dolomies (origine métasomatique)
- Fluor-apatite et Fluor-carbonate-apatite	minéraux accessoires très commun des roches plutoniques, sédimentaires et métamorphiques
- Cryolite	minéral rare des pegmatites
<u>Minéraux silicatés</u>	
1) <u>Orthosilicates et sorosilicates</u>	
- sphène	minéral accessoire des roches plutoniques et métamorphiques
- vésuvianite	minéral commun des calcaires métamorphiques
- topaze	minéral en filons ou géodes des granites et pegmatites
- épidote	minéral des roches plutoniques, sédimentaires ou métamorphiques (métamorphisme régional moyen) et altération des plagioclases
- tourmaline	minéral des granites et pegmatites, filons pneumatolitiques, quelques roches métamorphiques et sédimentaires détritiques
2) <u>Tectosilicates</u>	
-scapolite	minéral commun des roches métamorphiques riches en calcium
3) <u>Phyllosilicates</u>	
Micas :-Muscovite	minéral très répandu dans une grande variété d'environnement géologique
-phlogopite	essentiellement calcaires métamorphisés et roches ultrabasiques
-biotite	minéral commun des roches plutoniques et métamorphiques.
-lépidolite	minéral des pegmatites
-zinnwaldite	dans pegmatites et filons de cassitérite
4) <u>Inosilicates</u>	
Amphiboles :	
-anthophyllite	dans les roches métamorphiques et métasomatiques
-tremolite, actinolite	minéraux du métamorphisme (essentiellement régional)
-hornblende	minéral commun des roches plutoniques et métamorphiques
-kaersutite	dans les roches volcaniques et quelques roches plutoniques et alcalines
-riébekite	dans les roches plutoniques acides
-richtérite	dans calcaires métamorphiques et produit hydrothermal
-katophorite	dans les roches magmatiques filoniennes alcalines
	minéral rare des roches les plus basiques

Dans ces minéraux le fluor peut apparaître en tant qu'élément majeur (fluorine, cryolite,...) ou en tant qu'élément mineur en occupant les sites cristallographiques réservés aux groupes OH⁻ et plus rarement O²⁻ et Cl⁻.

Il peut également se trouver sous forme libre, en inclusion dans les édifices cristallins ou adsorbé dans les minéraux argileux.

ANNEXE VI

CONCEPTS D'ALCALINITE, D'ALCALINITE RESIDUELLE
ET D'ALCALINITE RESIDUELLE GENERALISEE

LES CONCEPTS UTILISES DANS L'ANALYSE GEOCHIMIQUE.

a - Alcalinité

L'alcalinité d'une solution est une grandeur déterminée analytiquement par titration de cette solution par un acide fort. Elle correspond à la quantité d'ions H^+ nécessaires pour neutraliser les anions accepteurs de protons (STUMM et MORGAN, 1970).

La définition a été complétée par BOURRIE (1976). L'alcalinité se définit comme la somme algébrique des équivalents de cations conjugués de bases faibles et d'anions conjugués d'acides faibles. La combinaison de cette définition avec la relation de neutralité électrique permet d'obtenir:

$$Alc. = [Na^+]_t + [K^+]_t + 2 [Ca^{++}]_t + 2 [Mg^{++}]_t - [Cl^-]_t - [F^-]_t - 2 [SO_4^{--}]_t - [NO_3^-]_t - [NO_2^-]_t$$

en considérant comme négligeables Al^{3+} , les anions organiques $R-COO^-$ et l'ionisation de la silice dans les milieux très alcalins tels que $H_3SiO_4^-$, $H_2SiO_4^{--}$ etc..., les concentrations totales en solution étant notées par l'indice t,

et

$$\begin{aligned} Alc. &= [HCO_3^-]_t + 2 [CO_3^{--}]_t + 3 [PO_4^{---}]_t + 2 [HPO_4^{--}]_t + [H_2PO_4^-]_t + OH^- - H^+ \\ &= Alc.carb. + Alc.phos. + OH^- - H^+ \end{aligned}$$

exprimés en moles par litre.

$$Alc = [Na]_t + [K]_t + [Ca]_t + [Mg]_t - [Cl]_t - [F]_t - [SO_4]_t - [NO_3]_t - [NO_2]_t \quad (*)$$

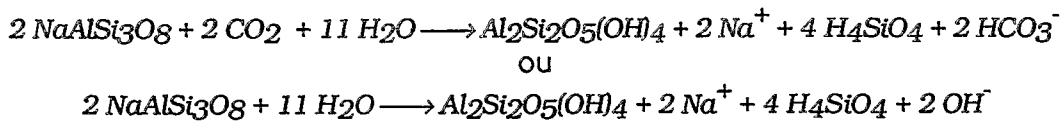
exprimés en eq par litre.

Caractéristiques:

- L'Alcalinité est une grandeur algébrique qui peut être positive, négative ou nulle.
- Elle est invariable par précipitation ou dissolution d'un sel d'acide fort ou de base forte. Par contre, elle augmente ou diminue lors de la dissolution ou de la précipitation des sels d'acide fort et de base faible ou de base forte et d'acide faible (BOURRIE, 1976).

Les réactions de dissolution lors de l'altération des minéraux contribuent à l'augmentation de l'alcalinité des solutions. Ces dissolutions sont des sources de cations.

Prenons par exemple l'hydrolyse de l'albite en kaolinite:



le bilan de cette réaction se traduit par une augmentation de l'alcalinité sous la forme carbonatée ou sous la forme d'ions OH^- . Lorsque le milieu est ouvert au CO_2 , celui-ci est consommé et l'alcalinité qui apparaît est carbonatée. En revanche, si le milieu est fermé, le CO_2 s'épuise rapidement. L'alcalinité apparaît sous la forme d' OH^- .

- A température donnée, si on néglige le pouvoir tampon dû à l'alcalinité phosphorique, l'alcalinité ne dépend que de la pression partielle en CO_2 et du pH.
- Elle est invariable par dissolution ou dégazage en CO_2 de la solution.

Remarque: Certains auteurs (GUILLOBEZ, 1989) ont introduit la notion de bilan des ions majeurs (BIM) qui correspond dans la plupart des cas à la forme algébrique de l'alcalinité définie précédemment.

b - Alcalinité résiduelle et loi du "T"

Lorsque, par évaporation, une solution se concentre et atteint la saturation par rapport à la calcite, les activités en calcium et en carbonates de la solution ne peuvent augmenter simultanément car leur produit:

$$[Ca^{++}].[CO_3^{--}] = K$$

est constant. Si l'une augmente, l'autre doit diminuer et inversement. C'est l'alcalinité résiduelle calcite introduite par Eaton (1950) puis reprise et utilisées par VAN BEEK et VAN BREEMEN (1973), DROUBI (1976) qui nous permet de prévoir quel est l'ion dont l'activité va augmenter et celui dont l'activité va diminuer :

$$\text{Alc. rés. Calcite} = \text{Alc. carb} - 2 Ca^{++},$$

Trois cas peuvent se présenter:

- 1 - Alc. Rés. calcite > 0
- 2 - Alc. Rés. calcite < 0
- 3 - Alc. Rés. calcite = 0

☛ Dans le premier cas, au fur et à mesure de la concentration, l'alcalinité et la teneur en carbonates augmente alors que celle en calcium diminue.

☛ Dans le second cas, c'est la teneur en calcium qui augmente alors que celle en carbonates diminue.

☛ Dans le troisième cas, l'alcalinité résiduelle est nulle; les teneurs en calcium et en carbonates restent constantes au cours de la concentration par évaporation.

Cette notion est importante car les phénomènes de sodisation dans les sols, (ou d'augmentation du pourcentage de sodium sur le complexe) sont souvent non pas la conséquence d'une augmentation absolue de sodium dans la solution du sol, mais d'un effondrement de la teneur en calcium dans cette même solution, par suite de la précipitation de la calcite dans le premier cas de figure présenté (Alc. Rés. calcite > 0).

Le concept d'alcalinité résiduelle calcite permet de définir deux voies d'évolution de la solution sous l'influence de l'évaporation: la voie saline neutre (Alc. Rés. calcite < 0) et la voie alcaline (Alc. Rés. calcite > 0) (CHEVERRY, 1974).

La loi du "T" (GAC, 1979, DOSSO, 1980) est peu utilisée. Elle fait appel au cheminement des solutions sur les diagrammes de saturation et celui-ci est bien souvent perturbé dans le milieu naturel en raison de la complexité des systèmes; On parle davantage de concept d'alcalinité résiduelle.

c - Alcalinité résiduelle généralisée

DROUBI (1976) a étendu le concept d'alcalinité résiduelle à la précipitation successive de plusieurs minéraux et a ainsi défini l'alcalinité résiduelle généralisée qui permet de prédire l'évolution chimique des eaux soumises à l'évaporation (DROUBI *et al.*, 1980).

Elle est calculée à chaque étape en soustrayant de l'alcalinité les équivalents de cations ou en ajoutant les équivalents d'anions qui participent aux précipitations (GONZALEZ-BARRIOS, 1992). On peut l'écrire: (LARAQUE, 1990)

$$\text{Alc. Rés.} = \text{Alc. carb.} - n \text{ C}^{n+}$$

dans le cas général.

Dans le cas, par exemple, où la précipitation du gypse survient après la précipitation de la calcite, on définit:

$$\text{Alc. rés. calcite + gypse} = \text{Alc. carb.} - 2 \text{ Ca}^{++} + 2 \text{ SO}_4^{--}$$

Là encore, trois cas peuvent se présenter:

- 1 - Alc. rés. calcite + gypse > 0
- 2 - Alc. rés. calcite + gypse < 0
- 3 - Alc. rés. calcite + gypse = 0

☛ Dans le premier cas, au fur et à mesure de la concentration et après précipitation de la calcite et du gypse, l'alcalinité et la teneur en sulfates augmente alors que celle en calcium diminue.

☛ Dans le second cas, c'est la teneur en calcium qui augmente alors que celle en carbonates et en sulfates diminue.

☛ Dans le troisième cas, l'alcalinité résiduelle calcite + gypse est nulle; les teneurs en calcium d'une part et en carbonates et sulfates d'autre part restent constantes au cours de la concentration sous l'influence de l'évaporation.

Ce concept d'alcalinité résiduelle généralisée permet de prévoir, en fonction de la composition chimique de la solution au départ, la voie d'évolution chimique qu'elle va prendre au cours de l'évaporation à chaque précipitation, ainsi son changement de faciès chimique et même l'état de stabilité du sol qui s'équilibre au contact de cette solution. Ceci a donné lieu à une récente classification de la qualité des eaux pour l'irrigation en fonction de leur chimie initiale (VALLES *et al.*, 1991) validée par le travail de GONZALEZ-BARRIOS, 1992. Il permet également de prévoir l'influence de certains amendements chimiques pour les sols sodiques (VALLES *et al.*, 1989 a & b, BARBIERO, 1990)

ANNEXE VII

RENDEMENTS DE LA CULTURE,
EAU D'IRRIGATION,
FERTILISATION.

Rendements en Kg de poids frais			
casier	1ère coupe	2nde coupe	3ème coupe
107	27	148	77
108	27.3	136	59
111	31.5	158	40.8
112	57.8	112	43.1
113	26.3	102	51.4
114	62.5	118	54.1
115	46	142	65.2
116	39	144	48.7
204	65.9	106	57.4
206	26.4	99	48.6
208	26.4	143	59.1
211	79.6	169	64.7
212	55.9	131	52.6
213	58.7	128	63.2
214	36	126	58
215	21.2	129	51.9
216	35.6	131	42.9
303	77.4	130	55
304	54.4	114	55.5
305	60.8	122	52
306	26.8	83	56.2
307	22.2	74	61.3
308	18	68	55.4
311	77.7	158	57.4
312	47.8	105	45.7
313	52.9	122	48
314	39	120	49.6
315	23.2	89	61.1
316	32.5	71	57.7
403	77.6	157	59.1
404	42.3	148	36.1
405	28.8	106	42
406	36.6	125	61.5
407	30.2	95	54
408	24	60	52.1
411	52.7	140	39.6
412	56.1	104	33.3
413	31.5	105	37.5
414	54	131	43.5
415	22.2	100	45.6
416	33	85	40.3
503	26.4	99	17
504	32.6	74	12
505	29	114	11
506	36.5	87	26.5
507	22.5	106	21.7
508	25	93	31
513	28.3	67	4
514	22	110	9
515	30.4	102	8
516	24.5	90	15

	novem.	décem.	janvier	fevrier	mars	avril	mai	juin
nombre d'irr	6	6	7	6	6	7	8	1

Nombre d'irrigations au cours de la culture (1 m³ par casier)

mmol/l	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO4	F	Alc
15-Déc	0.082	0.287	0.086	0.045	0.064	0.004	0.001	0.558
21-Jan	0.127	0.424	0.139	0.077	0.085	0.008	0.003	0.823
14-Fév	0.141	0.541	0.198	0.081	0.108	0.007	0.002	1.11
28-Fév	0.236	0.795	0.219	0.102	0.161	0.012	0.005	1.42
17-Mar	0.293	1.11	0.326	0.138	0.258	0.018	0.005	2.29
17-Avr	0.621	2.66	0.262	0.401	0.564	0.042	0.011	3.89
11-Mai	0.94	4.62	0.184	0.66	1.24	0.065	0.019	6.71
02-Jun	1.27	6.12	0.147	0.87	1.22	0.111	0.021	8.9

Qualité de l'eau du bras mort au cours de la saison sèche 1991-1992

date	fertilisation	cumul N-P-K
23/09/1991	45-45-45	45-45-45
01/11/1991	26-00-00	71-45-45
03/01/1992	00-00-30	71-45-75
21/01/1992	45-45-45	116-90-120
02/02/1992	26-00-00	142-90-120
17/02/1992	26-00-30	168-90-150
13/03/1992	45-45-45	213-135-195
20/04/1992	26-00-30	239-135-225
26/05/1992	26-00-30	265-135-255

Calendrier et fertilisation de la culture

Minéraux	inondation	exondation
Ca	2897	3812
P	1825	1655
Mg	1698	3260
K	14420	24324
Na	616	577
Mn	133	700
Zn	29.7	63.3

Teneur en minéraux du fourrage durant
inondation et l'exondation des bourgoutières
d'après FRANCOIS et al., 1989

ANNEXE VIII

RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES

T3 - CASIER 414 - CASIER 514

Analyses chimiques sur le profil T3

x	y	fluorures	chlorures	sulfates	nitrites	phosphates
45	-20	0.421	0.16	0.125	0.008	0.008
45	-30	0.954	0.209	0.469	0	0.011
45	-40	0.812	0.105	0.496	0.015	0.009
45	-50	0.765	0.367	0.625	0.009	0.007
45	-60	0.654	0.155	0.364	0	0.006
45	-70	0.698	0.178	0.44	0.01	0.008
45	-80	0.489	0.11	0.28	0.009	0.007
45	-90	0.371	0.129	0.061	0.009	0.009
45	-100	0.527	0.101	0.037	0.009	0.01
142	-20	0.302	0.171	0.101	0.011	0.038
142	-30	0.856	0.186	0.133	0	0.005
142	-40	1.112	0.151	0.317	0	0.006
142	-50	0.965	0.089	0.541	0	0.007
142	-60	0.784	0.078	0.297	0.013	0.008
142	-70	0.621	0.126	0.284	0.022	0.007
142	-80	0.562	0.238	0.06	0.014	0.008
142	-90	0.603	0.114	0.062	0.011	0.009
142	-100	0.691	0.084	0.032	0.009	0.011
237	-20	0.071	0.139	0.037	0	0.043
237	-30	0.387	0.092	0.062	0	0.044
237	-40	0.526	0.072	0.161	0.009	0.024
237	-50	0.654	0.055	0.143	0.009	0.028
237	-60	0.638	0.099	0.084	0.009	0.031
237	-70	0.621	0.118	0.089	0.009	0.067
237	-80	0.648	0.09	0.083	0.009	0.043
237	-90	0.709	0.071	0.061	0	0.039
237	-100	0.654	0.042	0.039	0	0.032
332	-20	0.041	0.111	0.041	0.009	0.038
332	-30	0.187	0.084	0.032	0.009	0.028
332	-40	0.148	0.066	0.041	0.009	0.032
332	-50	0.265	0.052	0.024	0.009	0.019
332	-60	0.221	0.074	0.034	0.008	0.028
332	-70	0.103	0.087	0.033	0.008	0.029
332	-80	0.065	0.072	0.036	0.009	0.038
332	-90	0.042	0.091	0.042	0.009	0.036
332	-100	0.398	0.072	0.03	0.009	0.023
427	-20	0.021	0.098	0.048	0.016	0.04
427	-30	0.098	0.063	0.042	0.014	0.04
427	-40	0.087	0.054	0.029	0.012	0.019
427	-50	0.065	0.044	0.035	0.012	0.031
427	-60	0.201	0.057	0.031	0.013	0.019
427	-70	0.254	0.04	0.026	0.014	0.023
427	-80	0.299	0.059	0.033	0.013	0.029
427	-90	0.154	0.07	0.034	0.013	0.031
427	-100	0.135	0.065	0.025	0.013	0.026
522	-20	0.074	0.147	0.033	0	0.015
522	-30	0.187	0.121	0.026	0.018	0.02
522	-40	0.169	0.062	0.037	0.02	0.021
522	-50	0.058	0.057	0.039	0.02	0.019
522	-60	0.088	0.086	0.033	0.019	0.023
522	-70	0.136	0.067	0.04	0.013	0.025
522	-80	0.324	0.06	0.029	0.012	0.019
522	-90	0.342	0.059	0.024	0.012	0.018
522	-100	0.368	0.052	0.024	0.012	0.017
617	-20	0.036	0.227	0.053	0.02	0.023

Analyses chimiques sur le profil T3

<i>x</i>	<i>y</i>	<i>fluorures</i>	<i>chlorures</i>	<i>sulfates</i>	<i>nitrates</i>	<i>phosphates</i>
617	-30	0.038	0.077	0.034	0.021	0.022
617	-40	0.085	0.17	0.059	0.009	0.021
617	-50	0.141	0.103	0.039	0.011	0.021
617	-60	0.101	0.053	0.041	0.011	0.019
617	-70	0.203	0.071	0.041	0.01	0.02
617	-80	0.041	0.067	0.041	0.009	0.028
617	-90	0.141	0.047	0.041	0.011	0.024
617	-100	0.152	0.092	0.044	0.032	0.016
712	-20	0.014	0.093	0.045	0.009	0.031
712	-30	0.011	0.07	0.05	0.009	0.029
712	-40	0.015	0.159	0.049	0.008	0.036
712	-50	0.02	0.127	0.048	0.009	0.026
712	-60	0.021	0.089	0.056	0.01	0.034
712	-70	0.033	0.085	0.038	0.008	0.031
712	-80	0.033	0.087	0.038	0.009	0.02
712	-90	0.041	0.077	0.036	0.009	0.022
712	-100	0.07	0.099	0.047	0.009	0.035

Analyses chimiques sur le profil T3

x	y	sodium	calcium	magnésium	potassium	pH
45	-20	7.065	0.161	0.095	0.029	8.54
45	-30	10.648	0.197	0.177	0.038	8.6
45	-40	10.92	0.173	0.174	0.041	8.49
45	-50	13.28	0.211	0.213	0.037	8.65
45	-60	11.74	0.12	0.09	0.025	8.65
45	-70	13.41	0.208	0.09	0.019	8.57
45	-80	11.332	0.11	0.09	0.022	8.65
45	-90	11.423	0.09	0.07	0.02	8.7
45	-100	13.72	0.209	0.095	0.023	8.54
142	-20	10.668	0.274	0.198	0.021	8.4
142	-30	16.776	0.216	0.222	0.026	8.7
142	-40	12.862	0.276	0.223	0.023	8.7
142	-50	11.79	0.201	0.177	0.031	8.45
142	-60	12.713	0.205	0.21	0.029	8.55
142	-70	13.167	0.238	0.218	0.026	8.6
142	-80	11.47	0.2	0.15	0.033	8.75
142	-90	9.939	0.176	0.12	0.028	8.45
142	-100	9.936	0.163	0.12	0.031	8.55
237	-20	5.338	0.204	0.115	0.029	8.25
237	-30	9.416	0.351	0.195	0.035	8.72
237	-40	10.3	0.304	0.187	0.026	8.41
237	-50	9.385	0.327	0.199	0.021	8.35
237	-60	9.638	0.339	0.22	0.029	8.25
237	-70	9.684	0.406	0.235	0.036	8.61
237	-80	11.04	0.341	0.221	0.027	8.16
237	-90	9.509	0.304	0.183	0.023	8.6
237	-100	11.25	0.316	0.22	0.019	8.36
332	-20	1.283	0.621	0.22	0.041	7.54
332	-30	1.597	0.767	0.237	0.045	7.58
332	-40	2.097	0.803	0.218	0.048	7.73
332	-50	1.949	0.84	0.25	0.067	7.81
332	-60	2.713	0.824	0.259	0.074	8.08
332	-70	3.296	1.17	0.308	0.089	8.04
332	-80	4.51	0.95	0.273	0.064	7.98
332	-90	3.902	1.256	0.316	0.076	7.84
332	-100	5.876	1.345	0.366	0.0915	8.64
427	-20	0.852	1.364	0.329	0.065	8.21
427	-30	0.843	1.139	0.257	0.033	8.16
427	-40	1.136	1.688	0.312	0.047	8.16
427	-50	0.942	1.477	0.303	0.052	8.02
427	-60	0.965	1.685	0.638	0.07	8.44
427	-70	1.168	1.526	0.359	0.054	8.1
427	-80	1.195	1.829	0.399	0.03	8.16
427	-90	1.252	1.578	0.39	0.045	8.11
427	-100	1.722	1.817	0.438	0.049	8.57
522	-20	1.107	1.465	0.415	0.062	8.03
522	-30	0.895	1.137	0.251	0.042	8.03
522	-40	0.952	1.411	0.267	0.046	7.99
522	-50	0.706	0.987	0.208	0.072	8.12
522	-60	1.362	1.712	0.312	0.063	8.02
522	-70	1.023	1.56	0.301	0.063	8.17
522	-80	1.112	1.508	0.299	0.058	8.1
522	-90	1.585	1.905	0.413	0.072	8.49
522	-100	1.741	2.401	0.462	0.062	8.51
617	-20	0.99	1.222	0.343	0.052	8.22

Analyses chimiques sur le profil T3

x	y	sodium	calcium	magnésium	potassium	pH
617	-30	1.122	1.118	0.302	0.0565	8.04
617	-40	0.934	1.386	0.298	0.054	7.95
617	-50	0.941	1.514	0.293	0.065	8.4
617	-60	0.931	1.385	0.276	0.062	8.4
617	-70	0.92	1.38	0.268	0.061	7.95
617	-80	0.879	1.316	0.26	0.068	7.97
617	-90	0.962	1.447	0.287	0.052	8.24
617	-100	1.045	1.769	0.352	0.054	8.52
712	-20	0.915	1.948	0.443	0.066	8.06
712	-30	0.888	1.594	0.338	0.065	8.37
712	-40	0.841	1.951	0.374	0.056	7.83
712	-50	0.998	1.83	0.364	0.069	8.04
712	-60	0.972	1.956	0.372	0.06	8.33
712	-70	1.025	1.854	0.37	0.072	8.08
712	-80	1.18	2.438	0.48	0.082	8.1
712	-90	1.206	2.285	0.475	0.068	8.52
712	-100	1.416	2.441	0.524	0.073	8.15

Analyses chimiques sur le casier 414

x	y	potassium	sodium	calcium	magnésium	pH
75	-10	0.036	5.652	0.132	0.023	8.4
75	-30	0.02	7.308	0.113	0.032	8.35
75	-50	0.038	3.826	0.182	0.041	8.22
75	-70	0.022	7.399	0.141	0.042	8.12
75	-90	0.021	7.667	0.092	0.022	7.8
75	-110	0.029	8.503	0.145	0.032	7.9
150	-10	0.027	5.232	0.11	0.032	8.29
150	-30	0.023	7.447	0.124	0.032	8.34
150	-50	0.026	8.229	0.283	0.041	8.31
150	-70	0.019	8.074	0.101	0.035	8.22
150	-90	0.024	8.351	0.106	0.056	7.62
150	-110	0.015	7.977	0.033	0.02	7.98
225	-10	0.023	7.231	0.115	0.042	8.2
225	-30	0.018	6.207	0.067	0.024	8.54
225	-50	0.021	5.191	0.083	0.04	8.43
225	-70	0.022	7.082	0.063	0.018	8.16
225	-90	0.018	7.744	0.071	0.018	8.17
225	-110	0.009	7.911	0.075	0.017	7.75
300	-10	0.036	5.609	0.247	0.107	8.05
300	-30	0.018	7.68	0.073	0.024	8.26
300	-50	0.026	7.849	0.094	0.02	8.31
300	-70	0.022	7.836	0.073	0.023	8.35
300	-90	0.018	6.18	0.067	0.035	8.04
300	-110	0.016	8.353	0.084	0.028	8.19

x	y	chlorures	sulfates	nitrites	acétates	Fluorures
75	-10	0.483	0.142	0.099	0	0.132
75	-30	0.162	0.148	0.032	0	0.42
75	-50	0.306	0.161	0.367	0.021	0.38
75	-70	0.458	0.15	3	0.051	0.359
75	-90	0.696	0.142	1.824	0.089	0.328
75	-110	0.793	0.143	1.354	0.074	0.317
150	-10	0.252	0.443	0.021	0	0.25
150	-30	0.29	1.705	0.039	0	0.489
150	-50	0.13	0.956	0.039	0	0.421
150	-70	0.445	0.871	2.169	0.051	0.407
150	-90	0.556	2.025	2.2	0.099	0.381
150	-110	0.717	0.18	1.388	0.111	0.225
225	-10	0.215	1.289	0.021	0.033	0.137
225	-30	0.146	0.326	0.022	0.041	0.523
225	-50	0.117	0.144	0	0.074	0.511
225	-70	0.242	0.572	0.058	0.098	0.65
225	-90	0.474	0.691	0.791	0.136	0.482
225	-110	0.558	1.578	0.859	0.155	0.347
300	-10	0.47	1.093	0.024	0.157	0.033
300	-30	0.16	0.106	0.019	0	0.151
300	-50	0.153	0.081	0.03	0	0.511
300	-70	0.379	0.145	0.262	0.133	0.364
300	-90	0.593	0.243	0.862	0.128	0.582
300	-110	0.639	0.387	0.374	0.156	0.489

Analyses chimiques sur le casier 514

x	y	potassium	sodium	calcium	magnésium	pH
20	-10	0.075	2.698	0.211	0.06	7.67
20	-30	0.026	6.132	0.153	0.039	8.08
20	-50	0.019	7.441	0.08	0.025	8.19
20	-70	0.02	6.956	0.067	0.033	8.57
20	-90	0.019	5.013	0.09	0.028	8.28
20	-110	0.011	6.411	0.079	0.02	8.67
40	-10	0.057	3.12	0.365	0.113	7.48
40	-30	0.037	5.428	0.133	0.039	8.19
40	-50	0.019	6.528	0.082	0.026	8.26
40	-70	0.016	6.051	0.071	0.029	8.26
40	-90	0.019	6.581	0.077	0.026	8.24
40	-110	0.018	6.691	0.059	0.02	8.32
60	-10	0.068	1.114	0.518	0.151	7.37
60	-30	0.031	2.411	0.234	0.063	7.43
60	-50	0.031	4.052	0.24	0.062	7.82
60	-70	0.02	3.313	0.081	0.022	8.14
60	-90	0.018	5.091	0.07	0.027	7.96
60	-110	0.038	4.128	0.064	0.02	8.31
80	-10	0.039	1.492	0.694	0.175	7.85
80	-30	0.034	1.161	0.684	0.169	7.89
80	-50	0.037	1.796	0.735	0.174	7.79
80	-70	0.039	2.939	0.44	0.103	8.01
80	-90	0.028	3.332	0.261	0.07	8.03
80	-110	0.02	6.34	0.139	0.058	8.22

x	y	chlorures	sulfates	oxalates	nitrites	Fluorures
20	-10	0.259	0.1	0	0.025	0.031
20	-30	0.201	0.1	0	0.017	0.212
20	-50	0.221	0.25	0	0.018	0.786
20	-70	0.404	0.404	0.03	0.041	0.459
20	-90	0.287	0.316	0.035	0.021	0.65
20	-110	0.152	0.112	0	0.019	0.803
40	-10	0.329	0.083	0	0.023	0.031
40	-30	0.119	0.091	0	0.01	0.148
40	-50	0.098	0.08	0	0.018	0.465
40	-70	0.058	1.372	0.023	0.023	0.523
40	-90	0.102	0.234	0.018	0.061	0.677
40	-110	0.066	0.224	0	0.061	0.572
60	-10	0.13	0.425	0	0.019	0.013
60	-30	0.106	0.987	0	0.019	0.042
60	-50	0.115	0.925	0	0.018	0.099
60	-70	0.08	0.194	0.023	0.02	0.256
60	-90	0.081	0.538	0	0.018	0.402
60	-110	0.128	0.192	0.02	0.018	0.384
80	-10	0.388	0.071	0	0.018	0.042
80	-30	0.311	0.058	0	0.01	0.056
80	-50	0.599	0.072	0	0.01	0.069
80	-70	0.256	0.061	0	0.01	0.084
80	-90	0.255	0.093	0	0.018	0.228
80	-110	0.271	0.104	0	0.018	0.388

LISTE DES FIGURES

- Figure n°1: Le NIGER dans l'Afrique de l'Ouest.
Figure n° 2: Carte géologique du NIGER occidental.
Figure n° 3: Modelé simplifié au NIGER occidental vers NIAMEY.
Figure n° 4: Evolution de la pluviométrie au NIGER entre les périodes 1950-1967 et 1968-1985.
Figure n° 5: Courbes de pluies et d'ETP à TILLABERY.
Figure n° 6: Carte du bassin versant de LOSSA.
Figure n° 7: Perspective du bassin versant de LOSSA
Figure n° 8: Le socle et les dépôts du Continental Terminal.
Figure n° 9: Répartition des unités géomorphologiques sur le bassin versant de LOSSA
Figure n° 10: Photographie aérienne du bassin versant et traces de l'hydrographie ancienne.

PREMIERE PARTIE

- Figure n° 11 a et b: Localisation des toposéquences sur le bassin versant.
Figure n° 12: Topographie de la séquence sur glacis.
Figure n° 13: profil P6
Figure n° 14: Profil P5
Figure n° 15: Profil P4
Figure n° 16: Passage latéral par départ des horizons de surface.
Figure n°17: Désactivation de la microfalaie du fait de son éloignement du Cori.
Figure n° 18: Passage des solonetz aux sols bruns alcalisés sur la séquence de TASSAMAKAT.
Figure n° 19: Profil P3
Figure n° 20: Profil P2
Figure n° 21: Profil P1
Figure n° 22: Distribution de la couverture pédologique sur la toposéquence de glacis.
Figure n° 23: Profil P'1
Figure n° 24: Profil P'2
Figure n° 25: Distribution de la couverture pédologique sur la toposéquence de dune.
Figure n° 26: Traces des différentes périodes pédogénétiques sur les séquences de LOSSA.
Figure n° 27: Localisation des observations de bas fond.
Figure n° 28: Profil 103
Figure n° 29: Profil T1
Figure n° 30: Carte des sols du bassin versant.

SECONDE PARTIE

- Figure n° 31: Profil F3
Figure n° 32: Profil 106
Figure n° 33: Profil T2
Figure n° 34: Schéma de distribution des sols de bas fond.
Figure n° 35: Evolution du pH et de la conductivité électrique sur une pâte saturée en agitation.
Figure n° 36: Schéma du pénétromètre à percussion.
Figure n° 37: Schéma de l'aiguille Proctor
Figure n° 38: Histogramme des valeurs de pH
Figure n° 39: Carte de répartition des valeurs de pH
Figure n° 40: Histogramme des valeurs de conductivité électrique.
Figure n° 41: Carte de répartition des valeurs de conductivité électrique.
Figure n° 42: Histogramme des valeurs de conductivité hydraulique à saturation
Figure n° 43: Carte de répartition des valeurs de conductivité hydraulique à saturation.
Figure n° 44: Histogramme des valeurs de résistance à la pénétration.
Figure n° 45: Carte de répartition des valeurs de résistance à la pénétration.
Figure n° 46: Histogramme des écarts à la topographie corrigée.
Figure n° 47: Carte de répartition des écarts à la topographie corrigée.
Figure n° 48: Carte de répartition de la couleur du sol en surface.

Figure n° 49: Histogramme des valeurs de dureté de la croûte.
 Figure n° 50: Carte de répartition des valeurs de dureté de la croûte.
 Figure n° 51: Carte de superposition des domaines.
 Figure n° 52: Relation entre le pH et la conductivité électrique.
 Figure n° 53: Relation entre le pH et la résistance à la pénétration.
 Figure n° 54: Relation entre la conductivité électrique et la résistance à la pénétration.
 Figure n° 55: Relation entre le pH et la conductivité hydraulique à saturation.
 Figure n° 56: Relation entre le pH du sol et la dureté de la croûte.
 Figure n° 57: Carte morphopédologique du périmètre de Lossa.
 Figure n° 58: Cartographie du pH des sols sur 15 hectares de la partie Nord du périmètre.
 Figure n° 59: Cartographie des sols sur le bas fond étudié.
 Figure n° 60: Profil de répartition schématique du caractère alcalin sur le bas fond.
 Figure n° 61: Répartition des horizons le long de la tranchée T3.
 Figure n° 62: Répartition de la macro-structuration le long de la tranchée T3.
 Figure n° 63: Répartition du pH sur extrait de pâte saturée le long de la tranchée T3.
 Figure n° 64: Répartition de la charge totale dissoute le long de la tranchée T3.
 Figure n° 65: Répartition des éléments chimiques le long de T3.

- a - Le sodium
- b - Les fluorures
- c - L'alcalinité carbonatée
- d - Le calcium
- e - Le magnésium
- f - Le potassium
- g - Les phosphates
- h - Les chlorures
- i - Les sulfates
- j - les nitrites
- k - les nitrates

Figure n° 66: Faciès chimiques des solutions du sol.
 Figure n° 67: Détail du contact morphologique entre les sols bruns subarides et les sols alcalins.
 Figure n° 68: Localisations de la limite SBS-SA en fonction de l'indicateur utilisé.
 Figure n° 69: Diagramme de concentration des éléments chimiques sur T3.
 Figure n° 70: Evolution du rapport Mg/Ca en fonction du facteur de concentration.
 Figure n° 71: Diagramme de saturation par rapport à la calcite.
 Figure n° 72: Diagramme de saturation par rapport à la calcite.
 Figure n° 73: Diagramme de saturation par rapport à la fluorine.
 Figure n° 74: Diagramme de résidus-fluorine.
 Figure n° 75: Diagramme de saturation par rapport à la fluoroapatite.
 Figure n° 76: Diagramme de saturation par rapport à la fluor-carbonate-apatite.
 Figure n° 77: Diagramme de saturation par rapport à la bobiérite.
 Figure n° 78: Diagramme de saturation par rapport à la witlockite.
 Figure n° 79: Diagramme de saturation par rapport à l'hydrapatite.
 Figure n° 80: Diagramme de saturation par rapport à la magnésite.
 Figure n° 81: Diagramme de saturation par rapport à la dolomite.
 Figure n° 82: Diagramme de saturation par rapport à la sellaite.
 Figure n° 83: Diagramme de résidus-stévensite.
 Figure n° 84: Diagramme de résidus-sépiolite.
 Figure n° 85: Diagramme de saturation par rapport à KF.
 Figure n° 86: Diagramme de saturation par rapport à la halite.
 Figure n° 87: Diagramme de saturation par rapport au gypse.
 Figure n° 88: Diagramme de saturation par rapport à la mirabilite.
 Figure n° 89: Diagramme de saturation par rapport au natron.
 Figure n° 90: Diagramme de saturation par rapport au trona.
 Figure n° 91: Diagramme de saturation par rapport à la villiaumite.
 Figure n° 92: Cheminement des solutions et ordres de précipitation calcite-fluorine.
 Figure n° 93: Proportions des cations échangeables/solution: comportement régional.
 Figure n° 94: Evolution des proportions de cations échangeables en fonction du facteur de concentration.
 Figure n° 95: Spatialisation des proportions échangeables de sodium le long de T3.

Figure n° 96: Evolution des concentrations au cours de la simulation d'évaporation de l'échantillon 70-617.

Figure n° 97: Evolution par concentration des eaux du bras mort de LOSSA et d'une eau mexicaine

Figure n° 98 a et b: Faciès chimique des eau de ruissellements.

TROISIEME PARTIE

Figure n° 99: Evolution du faciès chimique des eaux du bras mort de LOSSA.

Figure n° 100: Saturation par rapport à la calcite des eaux du bras mort.

Figure n° 101: Dispositif et mode de culture.

Figure n° 102: Localisation des séquences étudiées pour la caractérisation du milieu après culture.

Figure n° 103: Répartition des horizons sur les casiers n° 414 et 514.

Figure n° 104: Distribution de l'horizon remanié suivant les deux transects.

Figure n° 105: Organisation des remaniements:

a - en coupe longitudinale,

b - en coupe transversale.

Figure n° 106: Différence de porosité cumulée en fonction de la taille des pores entre l'horizon remanié et l'horizon gris compact.

Figure n° 107: Nombre de pores par classe de porosité.

Figure n° 108: Indice d'allongement et taille des pores-horizons "remanié" et "gris compact".

Figure n° 109: Evolution de la profondeur d'humectation sur les casiers de culture.

Figure n° 110: Distribution de l'eau dans les profils après une irrigation de 30 mm.

Figure n° 111: Rôles des squelettanes dans la circulation de l'eau.

Figure n° 112: Distribution des éléments chimiques le long des casiers n° 414 et 514.

Figure n° 113: Diagramme de saturation par rapport à la calcite.

Figure n° 114: Diagramme de saturation par rapport à la fluorine.

Figure n° 115: Diagramme de résidus-stévensite.

Figure n° 116: Diagramme de résidus-sépiolite.

Figure n° 117: Diagramme de concentration des solutions sur les profils 414 et 514.

Figure n° 118: Relation initiale entre ARC+F et Na (Exemple du casier T3).

Figure n° 119: Relation entre ARC+F et Na sur le casier n°514.

Figure n° 120: Relation entre ARC+F et Na sur le casier n°414.

QUATRIEME PARTIE

Figure n° 121: Evolution des stocks de minéraux au cours des cinq expériences de simulation.

Figure n° 122: Evolution des concentrations après dissolution des minéraux primaires et concentration des solutions obtenues.

Figure n° 123: Schéma de formation des sols de bas-fond.

Figure n° 124: Localisation des mares sur le bas-fond.

Figure n° 125: Schéma de fonctionnement du milieu anthropisé.

Figure n° 126 a, b et c: Evolution de l'alcalinité, de l'ARC et de l'ARC+F en fonction des ions sodium sur T3.

Figure n° 127: Les différents compartiments composant le système "casier de culture".

Figure n° 128: Flux d'agents alcalinisants" (ARC+F) au sein du système.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau n° 1: Résumé de description du profil P6.
Tableau n° 2: Résumé de description du profil P5.
Tableau n° 3: Résumé de description du profil P4.
Tableau n° 4: Résumé de description du profil P3.
Tableau n° 5: Résumé de description du profil P2.
Tableau n° 6: Résumé de description du profil P1.
Tableau n° 7: Résumé de description du profil P'1.
Tableau n° 8: Résumé de description du profil P'2.
Tableau n° 9: Résumé de description du profil 103.
Tableau n° 10: Résumé de description du profil T1.
Tableau n° 11: Granulométrie de deux plans sableux et du prisme en contact.
Tableau n° 12: Matrice des corrélations entre les variables continues.
Tableau n° 13: Matrice des corrélations sur les analyses de la fosse T3.
Tableau n° 14: Composition chimique de la calcite des nodules le long de la tranchée T3.
Tableau n° 15: Les paramètres de classification et les familles d'eau d'irrigation.
Tableau n° 16: Valeurs de $K(\theta)$ en surface après culture.
Tableau n° 17: Stock initiaux de minéraux pour les cinq simulations
Tableau n° 18: Composition initiale de l'eau avant dissolution des minéraux primaires.
Tableau n° 19: Composition chimique de l'eau obtenue après dissolution des minéraux primaires.
Tableau n° 20: ARC et ARC + F au Niger et au Mali.

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo n° 1: Comportement du sol en présence d'eau; état initial.
Photo n° 2: Comportement du sol en présence d'eau; migration des éléments fins.
Photo n° 3: Comportement du sol en présence d'eau; formation d'une croûte par séchage.
Photo n° 4: Variation spatiale de couleur du sol en surface après labour.
Photo n° 5: Morphologie de la calcite vers le pôle alcalin.
Photo n° 6: Morphologie de la calcite vers la transition.
Photo n° 7: Morphologie de la calcite vers le pôle brun subaride.
Photo n° 8 et 9: Structuration des horizons de surface, avec (8) et sans (9) fourrage
Photo n° 10: Horizon gris compact-macroporosité (lumière bleue)
Photo n° 11: Horizon remanié-macroporosité (lumière bleue)
Photo n° 12: Spicule de spongiaires (casier 103).
Photo n° 13: Coque de cyanophycées (casier f3).
Photo n° 14: Spicules de spongiaire et Diatomées (casier 103)
Photo n° 15: Coque de thécamoebiens (casier 511)
Photo n° 16: Vue d'une racine et des poils racinaires.
Photo n° 17: Veinage fin à la surface des cellules.
Photo n° 18: Détail d'un poil racinaire.
Photo n° 19: Deux populations de grains.
Photo n° 20: Deux tailles de grains.
Photo n° 21: Assemblage des grains par les faces planes.
Photo n° 22: Autre vue de l'assemblage des grains dans le sol.
Photo n° 23: Assemblage en croix.
Photo n° 24: Noyaux organiques observables dans les deux tailles de grains.
Photo n° 25: Vue sur le noyau organique de deux grains de grande taille (15 à 18 μm).
Photo n° 26: Réaction des noyaux à la lumière fluorescente (même vue que la photo 24).

INTRODUCTION	4
PRESENTATION DU MILIEU	6
I Présentation a l'échelle régionale:	8
A Localisation	
B Contexte géologique	
1- Géologie Ouest africaine	
2- Le substrat géologique du niger occidental	
3- La couverture sédimentaire	10
4- Les formations éoliennes	
5- Le modelé	11
C Le climat	
1- La convergence intertropicale	
2- Climatologie du niger occidental	13
D Hydrographie	14
1- La vallée du fleuve Niger	
2- Les surfaces "hors vallées"	
E Les sols	15
II. le bassin versant de Lossa:	16
A Unités géomorphologiques	
1- Présentation et description des unités	
2- Carte de répartition des unités dans le bassin	20
B La vegetation	22
1- Le plateau cuirassé	
2- Les éboulis	
3- Le haut glacis	
4- L'axe de drainage	
5- Le bas glacis	23
6- La dune et le bourrelet de berge	
C Hydrogéologie	

PREMIERE PARTIE
LES SOLS DANS LE PAYSAGE 24

I. Toposéquence de glacis: 25

A Description

- 1- Les données topographiques* 27
- 2- Profil P6* 29
- 3- Profil P5*
- 4- Profil P4* 31
- 5- Profil P3* 35
- 6- Profil P2*
- 7- Profil P1* 38

B Conclusion, synthèse sur la toposéquence 39

- 1- Organisation de la couverture pédologique*
- 2- Les échanges entre compartiments* 41

II. Toposéquence de dune: 42

A Description

- 1- Profil P'1*
- 2- Profil P'2* 46

B Synthèse sur la toposéquence de dune

III. Comparaison avec les séquence nigériennes classiques 48

IV. Les principaux traits des sols de bas fond 50

A Les sols alcalins, exemple du profil 103 51

- 1- description*
- 2- caractéristiques générales* 52

B Les sols bruns subarides, exemple de le tranchée T1

- 1- description*
- 2- caractéristiques générales* 53

V. Cartographie des sols du bassin versant

VI. Apports de cette étude sur la connaissance des sols de bas-fonds

<i>A Aspects positifs</i>	
<i>B Les limites</i>	55

DEUXIEME PARTIE	
ETUDE DETAILLEE DES SOLS DE BAS FOND	56

<i>I. Etude typologique des sols de bas-fond</i>	57
--	----

<i>A Les variations autour du pôle alcalin</i>	
1- Le développement des plans sableux	
2- Les dépôts de matière organique dans le profil:	59
<i>B Les variations autour du pôle brun subaride</i>	60
<i>C Conclusion schématique de la variabilité des sols de bas-fond</i>	61

<i>II. Etude analytique des sols de bas-fond</i>	62
--	----

<i>A Modes d'acquisition des données</i>	
1- Le pH	
2- La conductivité électrique	63
3- Les mesures d'infiltration	
4- La résistance à la pénétration	64
5- La topographie du terrain	65
6- La couleur du sols en surface	
7- Les mesures de dureté de la croûte	
8- Les autres variables	67
<i>B Résultats à l'échelle d'une parcelle de 1 hectare</i>	
1- Le pH	
2- La conductivité électrique	69
3- Les mesures d'infiltration	70
4- La résistance à la pénétration	72
5- La topographie du terrain	74
6- La couleur de la croûte	76
7- La dureté de la croûte	77
<i>C Relations entre variables</i>	78
1- superposition des cartes	
2- Matrice des corrélations multiples	80
3- Etude des corrélations simples	
<i>D Conclusion de l'étude à l'échelle de la parcelle</i>	84
1- Apports cartographiques	
2- Les principales caractéristiques des sols	

E Extension des résultats sur le bas-fond	86
1- Carte de pH des sols du périmètre	
2- Carte de répartition des sols de bas-fond	
III. Génèse et évolution des sols bruns subarides et des sols alcalins	89
A étude fine des modalités de passage de SBS à SA	
1- Matériel et méthode	
2- Traits généraux dans la distribution de la morphologie et de la géochimie	91
3- La calcite comme indicateur du sens de la transformation	100
4- Synthèse des observations à l'échelle de la tranchée	102
B Les mécanismes responsables de la génèse du pôle alcalin	103
1- Origine des éléments chimiques	
2- Méthode d'étude des phénomènes d'alcalinisation	
3- Résultats	108
4- Interprétation des différents comportements	
C Qualité chimique des eaux de ruissellement	124
1- Quels concepts utiliser pour caractériser la qualité d'une eau?	
2- Qualité des eaux de ruissellement:	128
IV. Conclusion	129
TROISIEME PARTIE:	
ACTION ANTHROPIQUE	132
I. Matériel et méthode	133
A Le bourgou	
1 - Habitat	
2 - Type photosynthétique	134
3 - Productivité	
4 - Possibilité d'intégration de la culture sur un périmètre irrigué	
5- Conclusion	135
B L'expérimentation menée	136
1 - Suivi de la qualité des eaux du bras mort	
2- Description des essais	138
3- Exploitation	140

III Caractérisation du milieu après culture:	141
A Les modifications morphologiques:	142
1- Traits généraux des modifications de l'organisation pédologique sous l'influence de la culture	
2- Caractéristiques de l'horizon biologique	
3- Les modifications dans la macro-porosité du sol:	145
B Les modifications des modalités de circulation de l'eau:	148
1- Suivi de la profondeur d'humectation des profils durant le culture	
2- La conductivité hydraulique en surface après culture	150
3- Distribution de l'eau dans les profils	
C Les modifications géochimiques:	152
1- Distribution des éléments chimiques:	
2- Contrôle des ions en solution:	155
3- Evolution de l'alcalinisation sous l'effet de la culture:	157
D Conclusion	163

QUATRIEME PARTIE:

LES FLUX "ALCALINISANTS" DANS LES PAYSAGES NIGERIENS	164
I Contribution de la roche mère au problème d'alcalinisation des profils	165
A Déroulement du travail	
B Résultats	168
1- La dissolution à $PCO_2=10^{-2,7}$	
2- L'évaporation à $PCO_2=10^{-1,8}$	170
3- Comparaison entre les cinq simulations	
4- Comparaison avec le milieu naturel	
5- Conclusion	171
II Modele de formation des sols de bas-fond	172
A Les arguments utilisés pour le modèle de formation des sols de bas-fond	
1- Présence ancienne des mares sur le site étudié	
2- Qualité chimique des eaux de ruissellement	
3- Organisation de la couverture pédologique	
B Le modèle de formation	174

<i>III Fonctionnement du milieu anthropisé</i>	177
<i>A Les problèmes</i>	
<i>B Analyse de la frange d'altération</i>	
1- Morphologie	
2- Nature des grains	179
3- Discussion	180
<i>C Synthèse, fonctionnement général</i>	182
1- Résumé des observations	
2- Proposition d'un modèle de fonctionnement	
<i>D Quantification des phénomènes et suivi de l'évolution des sols</i>	184
1 - Les outils	185
2- Exemples d'application	187
 CONCLUSIONS GENERALES	 194
1°) Connaissances acquises concernant le site d'étude	195
2°) Extension des résultats, représentativité du site étudié	197
3°) Réflexions sur la méthode d'investigation	
 BIBLIOGRAPHIE	 200
 ANNEXES	 212

Les « terrasses » du fleuve Niger présentent localement, sur socle, des sols alcalins non salés. Le pH avoisine la valeur de 9,5, le taux de saturation en sodium dépasse 30% localement 40%, la résistance à la pénétration est très forte et la conductivité hydraulique à saturation pratiquement nulle. Ces caractères représentent un obstacle considérable pour leur exploitation agricole.

L'étude d'une de ces surfaces alcalines et de son environnement, de l'échelle du bassin versant à celle du microsite, a permis de comprendre l'origine de l'alcalinisation, les mécanismes géochimiques qui en sont responsables, ainsi que le fonctionnement actuel des sols alcalins.

Les eaux présentent régionalement une alcalinité résiduelle calcite positive et évoluent dans la voie alcaline. La redistribution des éléments chimiques dans le paysage est effectuée par les eaux de ruissellement. Celles-ci alimentent des mares, phénomène très fréquent au Sahel où le réseau hydrographique est très dégradé.

Sur le bassin versant étudié, une ancienne mare a engendré la formation d'unités de sol distinctes à limites très abruptes, par zonation de deux régimes hydrologiques opposés : la percolation de l'eau à travers les profils a provoqué la formation des sols bruns subarides en bordure de mare, alors que l'évaporation localisée au cœur de la mare a engendré les sols alcalins. Les mécanismes géochimiques accompagnant l'alcalinisation des sols sont principalement la précipitation de la calcite, de la fluorine et de silicates magnésiens.

Avec ces informations, une expérimentation peu onéreuse a permis de faire régresser significativement l'alcalinisation des sols. L'évolution est provoquée par une culture en submersion d'un fourrage sahélien semi-aquatique à forte production de biomasse, le « Bourgou » (*Echinochloa stagnina* Retz. P. Beauv.). La contribution importante de la macrofaune du sol a été mise en évidence. Les parts du lessivage et des autres phénomènes intervenant dans l'évolution des sols ont été quantifiées grâce à des paramètres algébriques conservatifs.

Une méthode fondée sur des critères quantitatifs est proposée pour gérer les problèmes d'alcalinisation en zone aride.

Mots clés

Alcalinisation, sols alcalins, irrigation, fourrage sahélien, Bourgou, Sahel, Niger.

Non-saline, alkaline soils are locally developed on bedrock on the "terraces" of the river Niger. Their pH is around 9.5, the sodium saturation rate is higher than 30 %, the penetration strength is very high and the saturated hydraulic conductivity extremely low. These features represent severe limitations to growing crops in such areas.

The study of one of alkalinized area and its environment from the landscape scale to the microsite scale, allowed to understand the origin of the alkalinization, the chemical mechanisms involved and the present evolution of the alkaline soils.

The regional waters show a positive "Calcite residual alkalinity" and they evolve in the alkaline way. The chemical element distribution in the surface is controlled by runoff, that directly fills the ponds, as it is generally the case in the Sahel where the superficial channel network is very disturbed.

In the studied catchment area, the presence of a pond in the past induced the development of distinct soils units with very abrupt boundaries, caused by zonation of two contrasted hydrological regimes : the water infiltration through the soil profile had generated sub-arid soil, and the localised evaporation in the center of the pond generated alkaline soil. The main chemical mechanisms associated with the soil alkalinization are the precipitation of calcite, fluorite and magnesian silicates.

Based on this information, a low-cost experiment allowed a significant reduction in the alkalinization of the soil. The transformation is induced by a crop grown under submersion. The crop, Bourgou (*Echinochloa stagnina* Retz. P. Beauv.) is a semi-aquatic silage yielding a large amount of biomass. The role of soil macro-fauna is highlighted. The ratio between leaching and others mechanisms involved in soil transformation is quantified using conservative algebraic parameters.

A method based on quantitative parameters is proposed for alkalinization control in arid areas.

Key words

Alkalinization, Alkaline soils, Irrigation, Sahelian silage, Bourgou, Sahel, Niger.